

Centre National  
de la Recherche Scientifique

Université d'Orléans

Bureau de Recherches  
Géologiques et Minières

Centre de Recherche sur la Synthèse et la Chimie des Minéraux (CNRS)  
Laboratoire de Géologie Structurale et URA 1366 CNRS (UO)  
Département GIG - Direction de la Recherche (BRGM)

# **Conditions pré-éruptives et dégazage des magmas andésitiques de la Montagne Pelée (Martinique) : étude pétrologique et expérimentale**

Thèse présentée le 24 juin 1996

pour l'obtention du doctorat de l'Université d'Orléans  
Mention: Sciences de la Terre (Matériaux Minéraux)

par

**Caroline MARTEL**

devant le jury composé de MM

J Charvet  
A Gourgaud  
C Jaupart  
G Boudon  
R Maury  
M Rutherford  
JL Bourdier  
M Pichavant  
H Traineau

Président  
Rapporteur  
Rapporteur  
Examineur  
Examineur  
Examineur  
Directeur de thèse  
Directeur de thèse  
Directeur de thèse





Centre National  
de la Recherche Scientifique

Université d'Orléans

Bureau de Recherches  
Géologiques et Minières

Centre de Recherche sur la Synthèse et la Chimie des Minéraux (CNRS)  
Laboratoire de Géologie Structurale et URA 1366 CNRS (UO)  
Département GIG - Direction de la Recherche (BRGM)

# **Conditions pré-éruptives et dégazage des magmas andésitiques de la Montagne Pelée (Martinique) : étude pétrologique et expérimentale**

Thèse présentée le 24 juin 1996

pour l'obtention du doctorat de l'Université d'Orléans  
Mention: Sciences de la Terre (Matériaux Minéraux)

par

**Caroline MARTEL**

devant le jury composé de MM

J Charvet  
A Gourgaud  
C Jaupart  
G Boudon  
R Maury  
M Rutherford  
JL Bourdier  
M Pichavant  
H Traineau

Président  
Rapporteur  
Rapporteur  
Examineur  
Examineur  
Examineur  
Directeur de thèse  
Directeur de thèse  
Directeur de thèse





*Et voilà ce qui peut arriver quand on  
montre aux jeunes enfants  
impressionnables les colères de la  
nature, et particulièrement celles des  
volcans. On peut s'attendre à ce qu'ils  
soient fascinés au point d'en écrire un  
roman de 200 pages !*

*Je vous remercie tous les deux d'avoir un  
jour arrêté la poussette devant les  
coulées de l'Etna ...*



## REMERCIEMENTS

Je remercie chaleureusement Michel Pichavant, Jean-Louis Bourdier et Hervé Traineau de m'avoir confié la Montagne Pelée. Vous avez su créer une excellente ambiance de travail par votre disponibilité, votre patience et vos conseils. Je vous en suis reconnaissante, parce que j'ai beaucoup appris au cours de ces trois ans.

Je remercie également Alain Gourgaud et Claude Jaupart d'avoir accepté de juger ce travail, et tous les membres du jury pour leur participation à la soutenance.

Je remercie bien évidemment tous les membres du CRSCM et du BRGM qui ont contribué de près ou de loin, à la réalisation de ce travail ; et particulièrement ceux dont l'amitié a été un soutien inestimable. Je ne vous remercierai pas un par un, parce que c'est trop long et que je risque d'en oublier, mais cela n'enlève rien à l'amitié que j'ai pour vous tous. Je ferai juste une exception pour Burkhard, que je danke de m'avoir supportée dans les pires moments ...

Enfin, un grand merci à toute ma famille, qui m'a toujours entièrement approuvée et supportée dans mes passions pour les montagnes de feu !





# SOMMAIRE

	<i>numéro de page</i>
<b>RESUME - ABSTRACT</b> .....	3
<b>INTRODUCTION GENERALE</b> .....	5
<b>I- PRESENTATION GENERALE - PROBLEMATIQUE</b> .....	7
I.1) Contexte géographique, géodynamique et géologique de l'arc des Petites Antilles .....	7
I.2) Contexte géologique de la Martinique .....	7
I.3) Volcanisme récent de la Montagne Pelée .....	7
I.3) a- Historique du volcan .....	11
I.3) b- Dynamismes éruptifs de la période récente .....	13
I.4) Problématique .....	14
I.4) a- Généralités sur les éruptions des volcans andésitiques .....	14
I.4) b- Travaux antérieurs relatifs à la dualité plinien/péléen .....	15
I.5) Sélection des éruptions étudiées .....	20
I.5) a- Description succincte des éruptions .....	20
I.5) b- Représentativité des éruptions sélectionnées .....	24
I.5) c- Echantillonnage des produits éruptifs .....	24
I.6) Déroulement de l'étude .....	26
<b>II- LITHOLOGIE DES PRODUITS ERUPTIFS</b> .....	27
II.1) Analyses chimiques des roches totales .....	27
II.2) Compositions modales .....	31
II.3) Minéralogie des phénocristaux naturels .....	33
II.3) a- Plagioclases .....	33
II.3) b- Pyroxènes .....	39
II.3) c- Minéraux opaques .....	45
II.3) d- Amphiboles .....	51
II.3) e- Minéraux accessoires et relictuels .....	55
II.3) f- Conclusions sur l'étude de la minéralogie des phénocristaux naturels .....	56
II.4) Compositions chimiques des verres naturels .....	56
II.4) a- Inclusions vitreuses .....	57
II.4) b- Verres interstitiels .....	69
II.4) c- Conclusions sur l'étude des compositions chimiques des verres naturels .....	75
II.5) Teneur en H <sub>2</sub> O des verres naturels .....	77
II.5) a- Spectrométrie infrarouge .....	78
II.5) b- Déficience à la microsonde électronique .....	85
II.5) c- Conclusions sur l'étude des teneurs en eau des verres naturels .....	90
II.6) Caractéristiques des microlites .....	91
II.6) a- Forme et abondance des microlites .....	91
II.6) b- Composition chimique des microlites .....	93
II.6) c- Interprétation .....	93
II.7) Conclusions à l'étude de la lithologie des produits éruptifs .....	98

<b>III- CONDITIONS PRE-ERUPTIVES</b>	101
III.1) Conditions pré-éruptives déduites de la pétrologie et de la minéralogie	101
III.1) a- Pression	101
III.1) b- Température et fugacité d'oxygène	103
III.1) c- fugacité de soufre	107
III.1) d- Conclusions	107
III.2) Conditions expérimentales et analytiques	107
III.2) a- Expériences réalisées	107
III.2) b- Analyses chimiques des charges expérimentales	118
III.2) c- Teneurs en H <sub>2</sub> O des charges expérimentales	126
III.3) Paramètres pré-éruptifs	128
III.3) a- Diagrammes d'équilibre de phases	128
III.3) b- Paramètres déduits des compositions des phases	133
III.3) c- Conclusions	147
III.4) Interprétation des compositions des phases naturelles	148
III.4) a- Plagioclases	148
III.4) b- Orthopyroxènes	149
III.4) c- Amphiboles	150
III.4) d- Verres naturels	151
III.4) e- Microlites	151
III.5) Viscosités des magmas	155
III.6) Conclusions	157
<b>IV- VESICULARITES, DEGAZAGE ET DYNAMISMES ERUPTIFS</b>	159
IV.1) Mesure des porosités	159
IV.1) a- Terminologie	160
IV.1) b- Problème posé par les échantillons et adaptation des formules	160
IV.1) c- Histogrammes de porosité et de densité	161
IV.2) Etude qualitative de la porosité	164
IV.2) a- Remplissage secondaire des vésicules	164
IV.2) b- Vésicularité et fracturation	165
IV.2) c- Interprétations	170
IV.3) Vésicularités calculées	170
IV.4) Conclusions à l'étude des vésicularités	172
IV.5) Expériences de vésiculation/dégazage/fragmentation	173
IV.5) a- Objectif des expériences	173
IV.5) b- Choix des produits de départ et protocole expérimental	174
IV.5) c- Résultats des expériences	177
IV.5) d- Interprétation	190
<b>V- CONCLUSIONS GENERALES</b>	195
<b>ANNEXE A</b>	201
<b>ANNEXE B</b>	213
<b>BIBLIOGRAPHIE</b>	233
<b>Liste des figures, planches et tableaux</b>	241



## Résumé :

Le 8 mai 1902, l'éruption meurtrière de la Montagne Pelée (Martinique) tua 30000 personnes et détruisit la ville de St Pierre, nous rappelant qu'il est un des volcans français les plus dangereux. Les produits pyroclastiques des derniers 10 000 ans de ce volcan témoignent de deux types distincts d'éruptions : les **éruptions pliniennes**, aux colonnes éruptives de plusieurs km de haut dont les dépôts sont très vésiculés ; et les **éruptions péleennes**, caractérisées par l'extrusion d'un dôme de lave peu vésiculée qui s'écroule au cours de sa croissance en "nuées ardentes", le plus souvent de faible explosivité, mais pouvant être dramatiquement violentes comme le fût la déferlante du 8 mai 1902. Ces deux types éruptifs n'ont évidemment pas les mêmes conséquences en terme de risques volcaniques et de zones menacées. Déterminer le ou les facteur(s) qui conduise(nt) vers l'un ou l'autre de ces deux types d'éruption est donc un enjeu important pour la compréhension générale des dynamismes éruptifs des stratovolcans andésitiques et également pour la gestion de futures crises volcaniques de la Montagne Pelée.

Le déterminisme entre une éruption plinienne ou péleenne peut être acquis par des différences de composition des magmas, par des différences des conditions pré-éruptives (pression, température, teneurs en volatils, fugacité d'oxygène) dans la chambre andésitique, ou au cours de l'éruption, pendant l'ascension des magmas dans le conduit magmatique (vitesse de montée, dégazage du magma). Notre étude consiste à déterminer, par une étude lithologique des produits émis et par une étude expérimentale, les conditions pré-éruptives et les conditions éruptives des magmas pliniens et péleens de la période récente de l'édification de la Montagne Pelée.

Les équilibres de phases déterminés expérimentalement suggèrent que les conditions pré-éruptives des magmas pliniens et péleens de la période récente de la Montagne Pelée sont comparables. Ces conditions pré-éruptives sont environ 2 kb, 900°C, NNO+0.7, 5.5-6 % d'eau. Ceci révèle que les éruptions pliniennes et péleennes ne sont pas déterminées par des teneur en eau différentes des liquides silicatés dans la chambre magmatique. Le déterminisme entre éruptions pliniennes et péleennes s'acquiert par conséquent au cours de l'ascension des magmas. Les calculs théoriques de vésiculation et les expériences de dégazage montrent que les magmas péleens dégazent plus que les magmas pliniens. De plus, ce dégazage s'effectuerait en "système fermé" pour les magmas pliniens et en "système ouvert" pour les magmas péleens. Bien que ces différentes modalités de dégazage peuvent être acquises relativement tôt dans l'histoire de l'ascension du magma, les données pétrologique suggèrent néanmoins que le magma garde une capacité à se vésiculer à proximité de la surface, permettant le passage brutal d'une phase péleenne à une phase plinienne.

## ***Abstract :***

The 1902, May 8, cataclysmic eruption of Mount Pelée (Martinique) was responsible for the loss of 30,000 lives and of the destruction of the city of St Pierre. The stratigraphy record of pyroclastic products during the last 10,000 years provide evidence for two distinct eruption types : the **plinian eruptions** are characterized by pluri-kilometric eruptive columns and give rise to highly vesiculated deposits ; the **pelean eruptions** are characterized by dome extrusions of poorly vesiculated lavas that either periodically collapse in gravity driven "nuées ardentes" of low explosivity or, more rarely, give rise to extremely violent surges, as illustrated by the May 8, 1902 eruption. For volcanic risk assessment, these two kinds of eruptive styles generate hazards of different types and extents. Determining the controlling factors of these two eruption types is thus an important issue for the general understanding of the eruptive mechanisms of explosive andesitic stratovolcanoes, as well as for the forecast of future volcanic crises of Mount Pelée.

The difference between the plinian and pelean regimes may be due either to differences in magma composition, pre-eruptive conditions (pressure, temperature, melt water content, redox state) in the magma chamber, or to differences acquired during the magma uprise in the volcanic conduit (rates of magma ascent, degassing processes). The aim of this study is to determine both the pre-eruptive and eruptive conditions of plinian and pelean eruptions, by using a combined petrologic and experimental approach on well characterized eruptive products belonging to the last period of volcanic activity of the Mount Pelée.

Experimental phase equilibria show that pre-eruptive conditions of both plinian and pelean magmas are similar during the recent period of Mount Pelée volcanic activity. These conditions are  $P_{total} \sim 2$  kb,  $T \sim 900^{\circ}\text{C}$ ,  $fO_2 \sim NNO+0.7$ , for melt water contents  $\sim 5.5\text{-}6$  wt %. This shows that plinian and pelean eruptive regimes are not due to differences in pre-eruptive melt water content. Therefore these eruption types depend only on conditions in the volcanic conduit. Both theoretical and experimental simulations of magma degassing indicate that pelean magmas were more extensively degassed during ascent than plinian magmas. In addition, several stages of degassing can be recognized in pelean magmas whereas plinian products have characteristics consistent with only one stage of degassing. Although the difference between these degassing processes may be acquired early in the conduit, petrological evidence suggests that the magma is still able to vesiculate near the surface, making possible a rapid transition between pelean and plinian regimes.



## INTRODUCTION GENERALE

Comme pour de nombreux stratovolcans andésitiques d'arcs, l'activité éruptive récente du volcan de la Montagne Pelée se caractérise schématiquement par l'alternance d'éruptions "péléennes" et d'éruptions "plinienne". Les premières donnent lieu à l'émission (effusive) d'un magma non ou peu vésiculé qui s'accumule au niveau de l'évent pour former un dôme ; la destruction partielle de ce dôme par simple écroulement gravitaire ou plus rarement par explosion interne donnant naissance à des écoulements pyroclastiques de blocs et cendres appelés nuées ardentes "péléennes". Les secondes, se déroulant à cheminée ouverte, donnent lieu à l'émission (explosive) d'un magma très vésiculé sous la forme d'une colonne éruptive verticale entraînant des pyroclastes ponceux dans un milieu gazeux en expansion ; l'écroulement de cette colonne lorsqu'elle est trop dense générant des écoulements pyroclastiques de cendres et ponces. La référence des éruptions péléennes est constituée par l'éruption de 1902-05 à la Montagne Pelée, tandis que celle des éruptions pliniennes est constituée par l'éruption du Vésuve en 79 av. J.C., décrite par Pline le Jeune.

Ces deux styles éruptifs distincts présentent des aléas différents en terme de surfaces potentiellement menacées. Les éruptions péléennes sont susceptibles d'affecter un secteur angulaire plus ou moins restreint sur les flancs du volcan, tandis que les éruptions pliniennes menacent a priori l'ensemble des flancs du volcan. Déterminer le ou les facteur(s) qui conduise(nt) à l'un ou l'autre de ces deux types d'éruption est donc un enjeu important pour la compréhension générale des dynamismes éruptifs et également pour la gestion de futures crises volcaniques sur ces stratovolcans andésitiques.

La Montagne Pelée représente un site exceptionnel et tout à fait approprié pour de tels travaux de recherches pour plusieurs raisons. La première est d'ordre historique puisque l'éruption péléenne a été décrite et définie ici par A. Lacroix (1904) lors de l'éruption de 1902-05. Les travaux ultérieurs de nombreuses équipes françaises ont montré que l'activité éruptive récente de ce volcan est caractérisée par une alternance d'éruptions péléennes et d'éruptions pliniennes, dont les produits sont maintenant bien connus. Ensuite, le fait que la composition chimique des magmas émis par l'un ou l'autre de ces deux types éruptifs soit globalement constante (andésites acides) suggère que la chimie des magmas n'est pas le facteur discriminant, et a permis d'orienter les recherches sur l'influence des conditions pré-éruptives dans la chambre magmatique et le rôle éventuel des processus physiques (tels que le dégazage et le refroidissement) subis par le magma lors de sa remontée depuis la chambre magmatique jusqu'à la surface.

Enfin, des particularités éruptives propres à la Montagne Pelée suggèrent que la dualité entre éruption péléenne et éruption plinienne n'est peut être pas aussi tranchée que le laisse supposer la diversité des produits émis. Une première particularité est illustrée par l'éruption péléenne de 1902-05 qui montre qu'un magma arrivant en surface et s'accumulant pour former un dôme (activité effusive), peut produire de très violentes explosions (8 mai 1902 par exemple). Une seconde particularité est illustrée par la dernière éruption plinienne de la Montagne Pelée datée vers 650 ans B.P. (éruption P1). Cette éruption aurait débuté de façon similaire à celle de 1902 avec l'édification d'un dôme puis sa destruction par une explosion très violente, semblable en de nombreux points à celle du 8 mai 1902, à la suite de laquelle le style éruptif change brutalement pour donner naissance à une éruption plinienne (qui constitue la phase principale de l'éruption). Ces deux exemples révèlent donc qu'un magma andésitique



arrivant en surface non ou peu vésiculé, peut avoir conservé la capacité à se fragmenter brutalement (8 mai 1902), puis éventuellement à se vésiculer (éruption plinienne P1); ce qui suggérerait que le déterminisme entre éruption péléenne et éruption plinienne peut être acquis tardivement lorsque le magma est en surface.

Ces hypothèses déduites de l'activité récente de la Montagne Pelée constitue la base de ce travail de recherche. L'étude des magmas émis par chacun des deux types d'éruption permet de préciser les conditions pré-éruptives au niveau de la chambre magmatique, et de quantifier l'importance du dégazage et de la vésiculation qu'ils ont subis au cours de leur remontée depuis la chambre jusqu'à la surface. Mais elle ne permet pas toujours de retracer les différentes étapes de ces processus dans la mesure où elle s'adresse aux produits finaux de ces éruptions. Cette lacune peut être en partie comblée par l'approche expérimentale en autoclave, permettant de reproduire artificiellement ces processus sous des conditions bien déterminées. Cette approche a été mise en oeuvre dans le cadre des travaux de recherches présentés ici, et les résultats obtenus permettent de mieux contraindre les données naturelles et de valider certaines des hypothèses formulées sur l'origine de la dualité entre éruption péléenne et éruption plinienne.

# **I- PRESENTATION GENERALE - PROBLEMATIQUE**

## **I.1) CONTEXTE GEOGRAPHIQUE, GEODYNAMIQUE ET GEOLOGIQUE DE L'ARC DES PETITES ANTILLES**

Les Petites Antilles sont composées d'une vingtaine d'îles principales et d'une multitude d'îlots délimitant à l'ouest la mer des Caraïbes et à l'est l'océan Atlantique. L'arc des Petites Antilles, d'environ 900 km de long, est un double arc volcanique coalescent dans sa partie sud (île de Grenade) et divergent à ses extrémités nord (île de la Dominique). L'arc externe ancien à l'est s'étend jusqu'à l'île d'Anguilla et l'arc interne récent jusqu'à Saba (figure I-1). L'arc interne est affecté par un volcanisme récent (Volcanic Caribbees : îles de Saint Vincent, la Martinique ou la Guadeloupe), par opposition à l'arc externe où les formations volcaniques anté-miocènes sont parfois recouvertes par des dépôts calcaires (Limestone Caribbees).

Ces arcs résultent de la subduction à un taux actuellement relativement faible de 2.2 cm/an (Dorel, 1978) de la plaque Nord-américaine sous celle des Caraïbes. Des études structurales détaillées ont été réalisées par Bouysse et Martin (1979) et Sykes et al (1982).

Les édifices volcaniques des différentes îles de l'arc interne n'ont pas la même nature pétrographique. De manière simplifiée, on distingue :

- les volcans à basaltes et andésites (la Soufrière de Saint Vincent, le Mt Misery de Saint Kitts ou Foundland à la Dominique)
- les volcans andésitiques (la Montagne Pelée de la Martinique ou la Soufrière de Guadeloupe)
- les volcans dacitiques (les Pitons du Carbet à la Martinique ou la Soufrière de Ste Lucie).

L'arc double, les particularités structurales et les différentes compositions chimiques des roches révèlent une certaine complexité de mise en place et d'évolution des Petites Antilles. **Cette complexité apporte un caractère spécifique à chaque système volcanique qui ne permet pas forcément de le comparer ou d'en extrapoler l'étude aux autres édifices.**

## **I.2) CONTEXTE GEOLOGIQUE DE LA MARTINIQUE**

La Martinique (61° de longitude ouest, 14°4 de latitude nord) est la plus grande île de l'arc des Petites Antilles (1080 km<sup>2</sup>). La géologie de la Martinique a été étudiée dans son ensemble par Giraud (1918), Barrabe (1955) et Grunevald (1961, 1965) qui publia la première carte géologique au 1/50 000<sup>e</sup>. Une nouvelle version de cette carte géologique a été publiée par Westercamp et al (1989, 1990). Des études géologiques plus spécifiques ont été réalisées par Lacroix (1904), Perret (1935) et Westercamp (1972, 1976 et 1979).

## **I.3) VOLCANISME RECENT DE LA MONTAGNE PELEE**

La Montagne Pelée, point culminant (1397 m) de la Martinique, constitue la phase actuelle de l'édification de l'île (figure I-3). Ce stratovolcan couvre environ 1/8<sup>e</sup> de la surface de la Martinique. Westercamp et Traineau (1983) ont réalisé une carte géologique du volcan au 1/20 000<sup>e</sup>.

Depuis l'éruption catastrophique du 8 mai 1902 qui tua 30 000 personnes (plaçant l'éruption de 1902 au second rang des éruptions du siècle pour le nombre de victimes) et

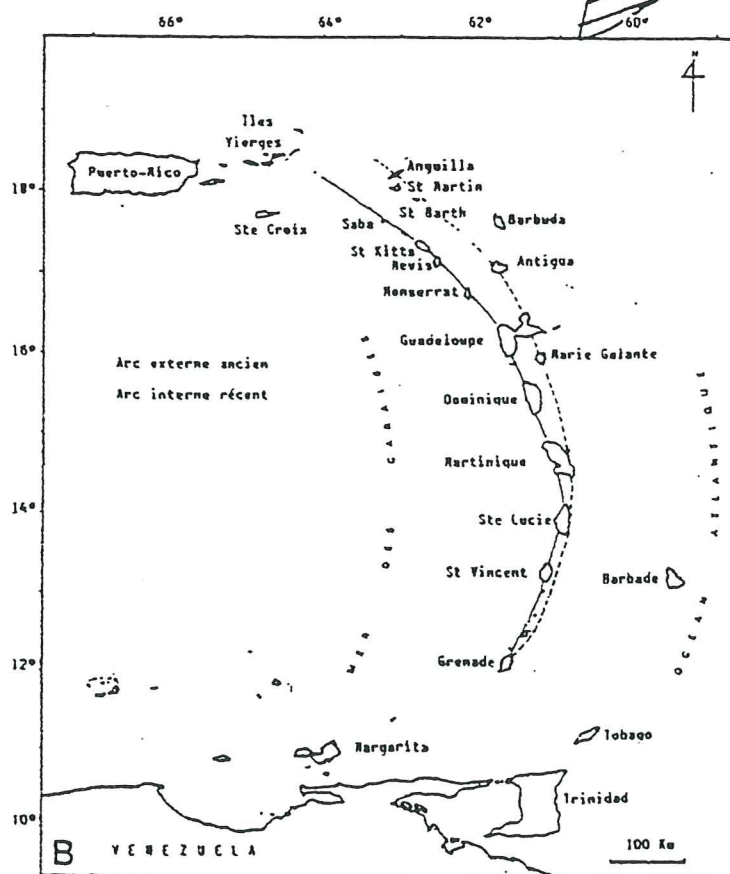
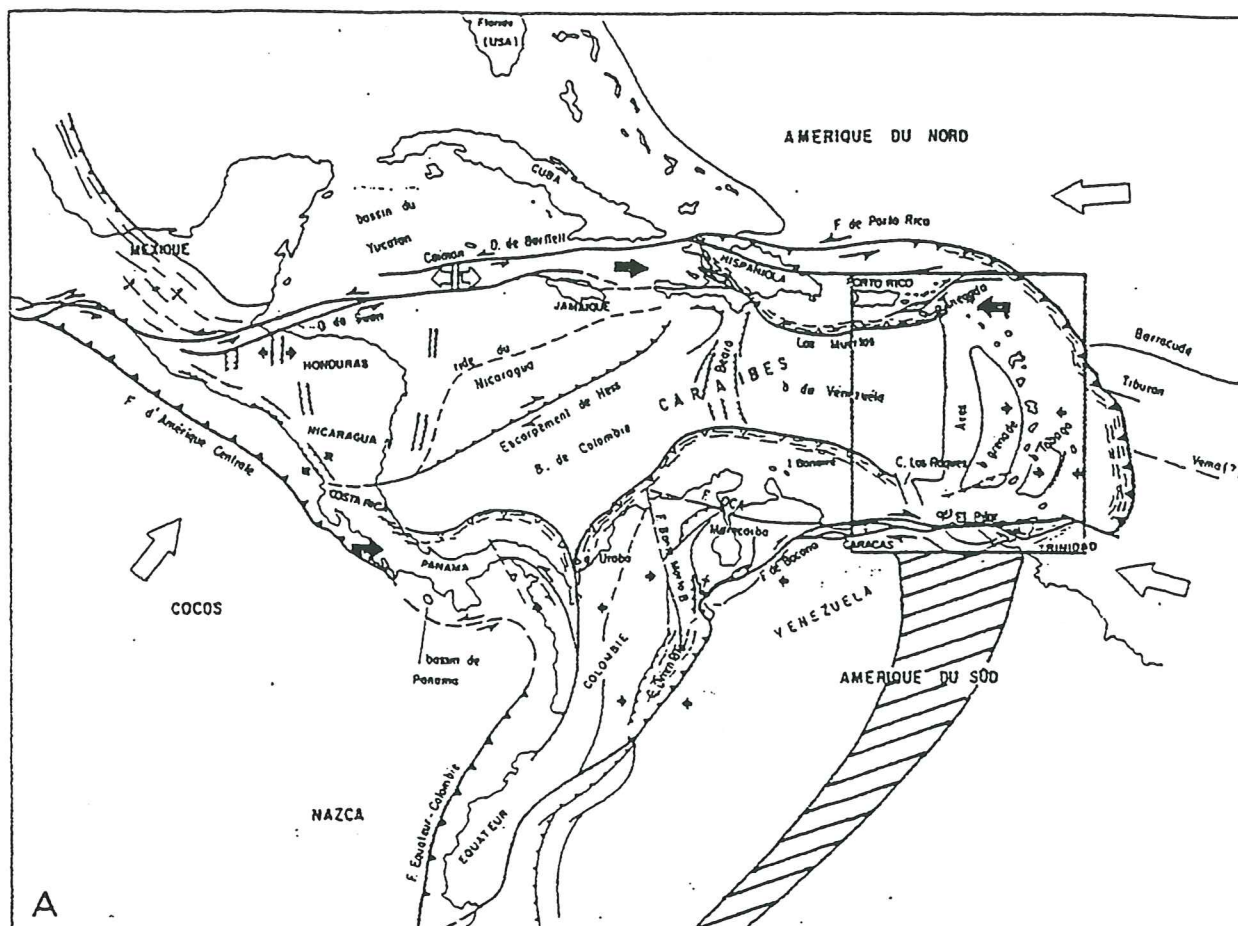
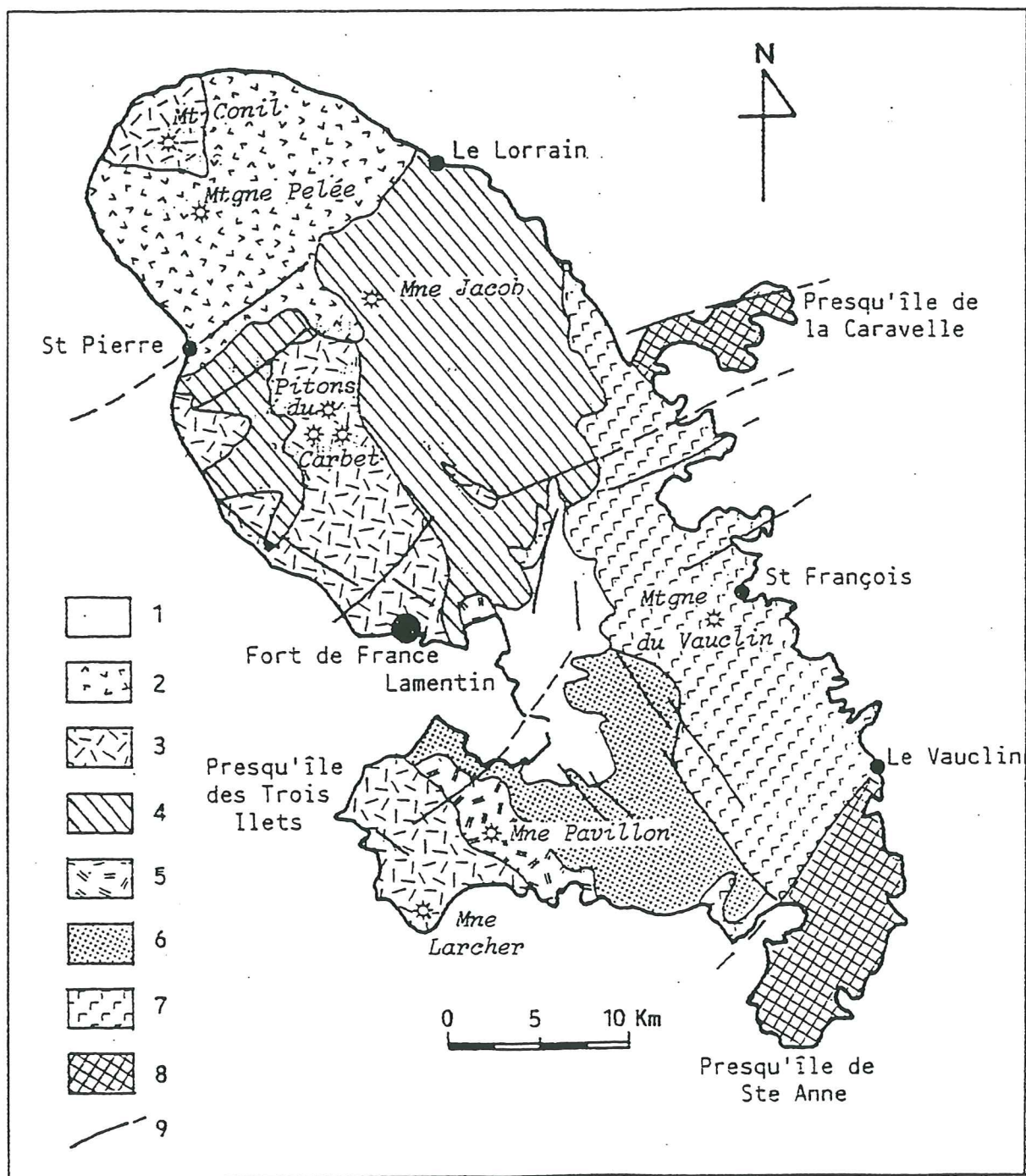


figure I-1 : A) Carte de localisation de l'arc des Petites Antilles dans le cadre général du domaine Caraïbe (d'après Stéphan et al, 1985)

B) Détail de l'arc des Petites Antilles, localisation des îles principales





**Figure I-2 :** Esquisse géologique schématique de la Martinique (d'après Westercamp et al, 1990).  
 1) plaine alluviale du Lamentin ; 2) volcanisme récent de la Montagne Pelée ; 3) volcanisme pliocène terminal - pléistocène ; 4) volcanisme du Morne Jacob ; 5) volcanisme du Morne Pavillon (8 à 6.5 Ma) ; 6) volcanisme du Morne Ducos (12 - 9 Ma) ; 7) volcanisme sous-marin du Vauclin Pitault (16 - 12 Ma) ; 8) volcanisme de l'arc ancien ; 9) failles

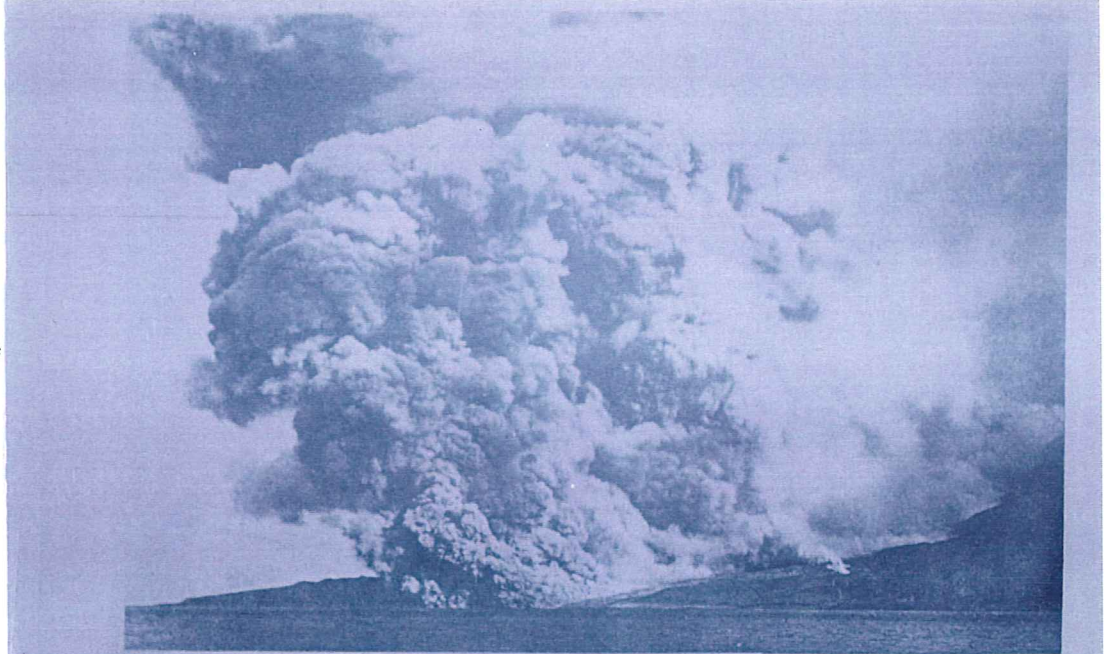




**Figure I-3** : Photo de la Montagne Pelée, prise de l'observatoire du Morne des Cadets



**Figure I-5** : Photo d'une nuée ardente de 1929



**Figure I-6** : Photo de la ville de St Pierre, détruite par l'éruption du 8 mai 1902







anéantit la ville de Saint Pierre, alors la plus importante agglomération et le port le plus actif de la Martinique, de nombreuses études ont été entreprises sur les dynamismes éruptifs du volcan. Le pionnier de ces investigations fut Alfred Lacroix, à qui l'on doit notamment la construction de l'observatoire de surveillance du Morne des Cadets en 1932.

### I.3) a- Historique du volcan

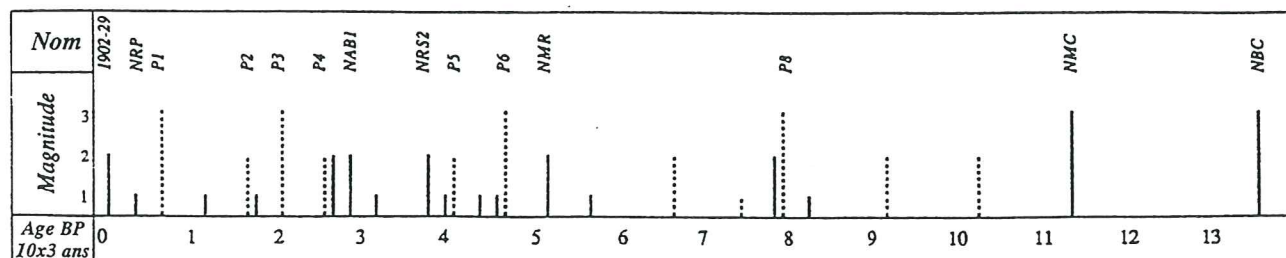
La Montagne Pelée s'est édifiée en trois principales étapes (figure I-4). Traineau (1982) et Westercamp et Traineau (1983, a et b) ont caractérisé et daté les différents types éruptifs de ces périodes :

- **la période ancienne ou stade initial** dont les produits sont maintenant largement érodés. Il s'agit d'épaisses coulées de laves andésitiques (Bourdier et al, 1984) et de brèches pyroclastiques grossières, que Vincent et al (1989) interprètent comme le résultat de phénomènes d'auto-bréchification de coulées de laves. Quelques dépôts de nuées ardentes ont également été reconnus. La seule datation disponible indique un âge de  $0.4 \pm 0.2$  Ma pour un dépôt de brèche grossière (Bellon et al, 1974). Ce stade initial se serait terminé par un effondrement sectoriel de grande ampleur sur le flanc sud-ouest du volcan, formant une caldera d'avalanche (Vincent et al, 1989).

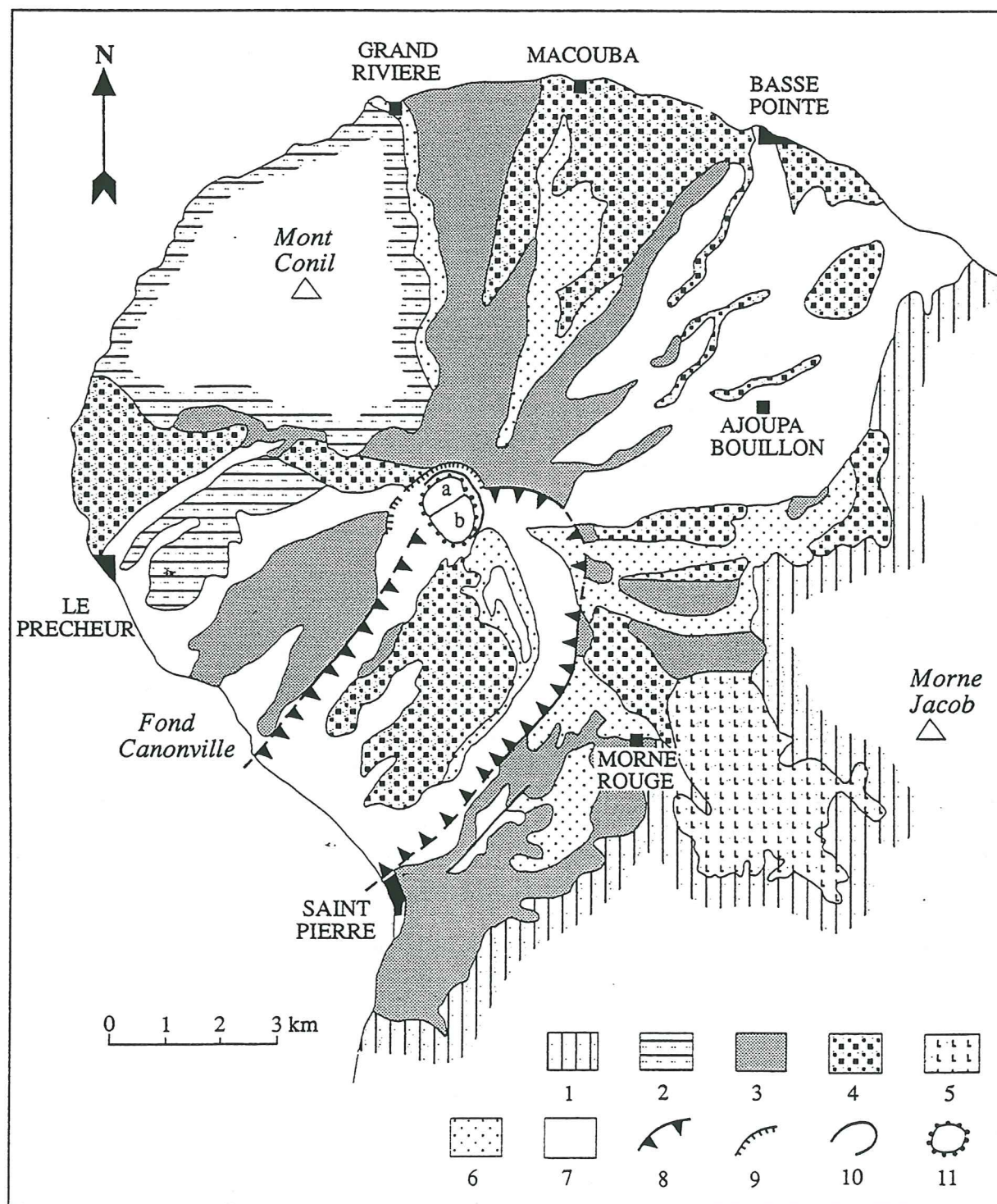
- **le stade intermédiaire** est estimé plus jeune que 100 000 ans. Les événements sont localisés sur le rebord nord-est de la caldera d'avalanche, proche de la position actuelle. L'activité éruptive devient entièrement explosive, mettant en place des dépôts pyroclastiques variés (nuées ardentes, coulée de ponces, horizons pliniens), ainsi que des dômes de lave. Ce stade est particulièrement marqué par quelques éruptions comparables à celle de la Soufrière de Saint-Vincent en 1902, avec l'émission de volumineux dépôts de cendres et scories plutôt basiques (52 à 56 %  $\text{SiO}_2$ ). Les plus récentes de ces nuées de type "Saint Vincent", datées vers 25700-22300 ans B.P., sont à l'origine de changements structuraux importants, dont la formation d'une caldera de 2 km de diamètre (Morne Macouba en est aujourd'hui le témoin de la bordure nord). Ce stade intermédiaire se termine par une éruption ponceuse datée vers 19500 ans B.P. et ayant émis le magma le plus différencié (66 %  $\text{SiO}_2$ ) reconnu à la Montagne Pelée.

- **la période récente ou stade actuel** a débuté vers 13 500 ans B.P., après une phase de repos de 6000 ans. Une trentaine d'éruptions magmatiques ont été reconnues et datées (tableau ci-dessous). Les éruptions péléennes avec édification de dôme et émission de nuées ardentes alternent avec des éruptions pliniennes. Les produits émis sont de composition andésitique acide. La caldera de L'Etang Sec, maintenant occupée par les dômes de 1902 et 1929 résulterait de la dernière éruption plinienne P1 datée vers 650 ans B.P. Ce stade est détaillé dans les paragraphes suivants.

DATES DES ERUPTIONS DE LA PERIODE RECENTE DE L'EDIFICATION DE LA MONTAGNE PELEE (D'APRES WESTERCAMP & TRINEAU, 1983)







**Figure I-4 :** Esquisse géologique de la Montagne Pelée d'après Westercamp & Traineau (1983), complétée avec les données de Vincent et al (1989).

1) substratum des Pitons du Carbet et du Morne Jacob ; 2) Formations du Mont Conil ; 3) Pelée-stade initial ; 4) Pelée-stade intermédiaire ; 5) dépôts lacustres ; 6) Pelée-stade récent [13 500 à 5 000 ans B.P.] ; 7) Pelée-stade récent [moins de 5 000 ans B.P.] ; 8) rebord de la caldera d'avalanche reconnue par Vincent et al (1989) ; 9) rebord de la caldera de Macouba ; 10) rebord de la caldera de l'Etang Sec ; 11) dômes de lave historiques [a : 1902-05 ; b : 1929-32]



### I-3) b- Dynamismes éruptifs de la période récente

La nomenclature des dynamismes éruptifs n'est pas simple : les différents termes et définitions sont souvent déterminés à l'occasion d'une éruption observée sur un volcan et ne sont pas toujours appropriés pour l'éruption d'un autre édifice. On trouve dans la littérature beaucoup de termes, plusieurs interprétations et adaptations pour un même phénomène, et inversement des termes similaires pour des éruptions aux causes différentes. Aussi préciserons-nous la nomenclature utilisée.

L'activité explosive de la période récente de la montagne Pelée est caractérisée par une alternance d'éruptions péleennes et d'éruptions pliniennes :

- **Les éruptions péleennes** se caractérisent par l'émission (effusive) d'un magma non ou peu vésiculé qui s'accumule autour de l'évent pour former un dôme. Sa destruction par simple écroulement gravitaire associé à une activité explosive mineure à modérée (à la périphérie du dôme) ou, beaucoup plus rarement, par des explosions très violentes (à la base ou au sein du dôme) donne naissance à des avalanches incandescentes (ou écoulements pyroclastiques) de cendres et blocs que A. Lacroix a globalement regroupé sous le terme de "nuées ardentes". Pour être plus précis et tenir compte de leur origine et comportement distincts, on fait généralement la distinction maintenant entre :

\* les nuées ardentes de type "Merapi" (par référence aux éruptions observées au Merapi, Indonésie) provenant d'écroulements gravitaires ou d'explosions faibles à modérées à la périphérie du dôme, qui sont des écoulements pyroclastiques de faible énergie, à régime laminaire, constitués de blocs de magma peu vésiculé emballés dans une matrice cendreuse grossière de même nature. Leurs dépôts sont chenalisés dans les vallées. Lacroix (1904) estimait la vitesse moyenne de ces nuées à environ 15 m/s, mais pouvant atteindre 50 m/s. C'est de loin le type de nuées ardentes le plus fréquent (figure I-5).

\* les nuées ardentes de type "péléen" (par référence à l'éruption du 8 mai 1902 à la montagne Pelée) provenant d'explosions très violentes dans le dôme, qui sont des écoulements pyroclastiques de forte énergie, turbulents, et dont le constituant dominant est la phase gazeuse supportant les particules solides (fragments de magma peu ou non vésiculé). Contrairement aux nuées de type Merapi, leur transport est relativement indépendant de la topographie et elles affectent un secteur angulaire plus ou moins large sur les flancs du volcan. Les quelques nuées de ce type, survenues entre mai et août 1902, ont été exceptionnellement violentes et rapides, provoquant la destruction des villes de Saint-Pierre (8 mai, figure I-6) et de Morne Rouge (30 août) sur les flancs sud-ouest et sud du volcan. La vitesse calculée de la nuée du 8 mai 1902 serait de l'ordre de 130 m/s au niveau de l'évent (Lacroix, 1904; Lajoie et al., 1989). Ces caractéristiques conduisent à les désigner également sous le terme de "déferlantes". *[C'est ce terme que nous utiliserons par la suite plutôt que nuée ardente de type "péléen", pour qu'il n'y ait pas d'ambiguïté avec le terme "éruption péleenne"]*.

La fréquence très faible de ces nuées, leur occurrence dans les premiers stades d'édification du dôme, et leur violence les distinguent clairement des nuées ardentes de type Merapi, et pose le problème de leur origine. Elles ont été décrites de façon occasionnelle sur d'autres volcans, comme par exemple lors de l'éruption du Lassen Peak, USA, en 1915 (Day & Allen, 1925 ; Eppler, 1987).



- **Les éruptions pliniennes** regroupent les panaches pliniens et les écoulements ponceux. Le développement du panache plinien est le résultat de la vésiculation du magma puis de sa fragmentation dans le conduit éruptif, pour former une émulsion de gaz et de pyroclastes ponceux qui est expulsée hors du conduit sous la forme d'une colonne éruptive verticale pouvant atteindre plusieurs dizaines de kilomètres de hauteur en régime soutenu pendant plusieurs heures. Les écoulements ponceux témoignent de conditions énergétiques plus faibles, et surviennent souvent vers la fin de la phase plinienne lorsque la colonne éruptive devient trop dense pour se maintenir en régime. Ils peuvent également se mettre en place directement par simple débordement du cratère, sans colonne plinienne associée.

**Les éruptions péleennes et pliniennes sont les seuls types d'éruptions magmatiques reconnus dans l'histoire récente de la Montagne Pelée. Il existe une très forte probabilité que la prochaine éruption du volcan relève de l'un ou l'autre de ces types.** Ils comportent des risques bien distincts, en terme de localisation et d'extension des zones menacées, et de nature des menaces. Les éruptions pliniennes recouvrent de vastes zones, alors que les éruptions péleennes empruntent préférentiellement les vallées. Les éruptions péleennes menacent toujours d'évoluer en nuées très explosives. Par ailleurs, les éruptions péleennes sont parfois suivies d'une phase plinienne et inversement, les éruptions pliniennes sont parfois terminées par une phase péleenne, pour des raisons encore mal connues.

## **I.4) PROBLEMATIQUE**

De nombreuses études ont été menées sur les mécanismes éruptifs des volcans andésitiques d'arc. Les généralités ci-dessous en retracent succinctement les caractères principaux, en insistant sur les différents paramètres physiques impliqués. La problématique que nous nous proposons d'étudier repose sur le fait que certains de ces paramètres ne sont pas clairement définis, et qu'ils ont une importance primordiale sur le type éruptif engendré : péleén ou plinien. Un rappel des études plus précises sur cette dualité (pas nécessairement sur la Montagne Pelée) permettra de mieux cerner les problèmes et de définir les objectifs de notre étude.

### I-4) a- Généralités sur les éruptions des volcans andésitiques

Les aspects importants de l'évolution d'un magma au cours d'une éruption sont 1) ses conditions dans la chambre magmatique (pression, température, condition d'oxydoréduction, teneur en volatils, composition chimique). Le temps de résidence du magma dans la chambre pouvant être long, les conditions à prendre en considération sont celles juste avant l'éruption ; 2) la montée du magma dans le conduit et les éventuels échanges et interactions avec l'encaissant qu'il peut avoir au cours de l'ascension ; 3) le style éruptif en surface, dont les principales causes sont certainement à rechercher dans les deux étapes précédentes (auxquelles nous n'avons pas d'accès visuel direct ...).

#### **1) Conditions pré-éruptives dans la chambre magmatique**

Les modèles d'éruption des volcans andésitiques d'arc supposent une chambre magmatique à faible profondeur (pression ( $P_{ini}$ ) de l'ordre de quelques kbars), dont la concentration en volatils ( $C_{ini}$ ) est saturée ou légèrement sous-saturée. Ces volatils sont en majorité constitués d'eau.

L'éruption est déclenchée quand la pression dans la chambre magmatique devient supérieure à celle des roches encaissantes (Tait, 1989). La surpression peut être obtenue par :



\* augmentation du flux d'alimentation magmatique dans un volume considéré comme fixe (la chambre magmatique), bien que cette hypothèse soit discutable. Si de plus le magma arrivant dans la chambre magmatique est plus basique, donc plus chaud, l'augmentation de température du liquide magmatique provoque une augmentation du volume. Le volume de la chambre magmatique étant considéré comme fixe (bien qu'on admette qu'il peut augmenter dans les limites dépendantes des propriétés mécaniques des roches), l'augmentation de température du magma peut alors entraîner des surpressions.

\* augmentation de la pression des fluides

La cristallisation fractionnée du magma provoque, par exemple, une augmentation de la teneur en volatils dans le liquide magmatique (les volatils se comportent comme des éléments incompatibles). Si le seuil de solubilité de ces volatils est atteint, la phase gazeuse s'exsolv. Un processus d'exsolution continu dans une chambre magmatique au volume constant, augmente la pression des fluides.

## **2) Montée du magma dans le conduit**

Quand une certaine surpression dans la chambre magmatique est atteinte, le magma monte dans le conduit. La vitesse de montée du magma est dépendante de la taille du conduit, des propriétés intrinsèques du magma (notamment sa viscosité) et de la surpression dans la chambre magmatique (Jaupart and Allègre, 1991). Au fur et à mesure de la montée, les bulles nucléent et grossissent par décompression et par diffusion (Sparks, 1978), la porosité ( $\Phi$ ) du magma augmente, et le liquide magmatique s'appauvrit en volatils, d'où une augmentation de la viscosité. Le magma peut perdre une partie de ses volatils dans l'encaissant ou/et interagir avec le système hydrothermal.

## **3) Style éruptif en surface**

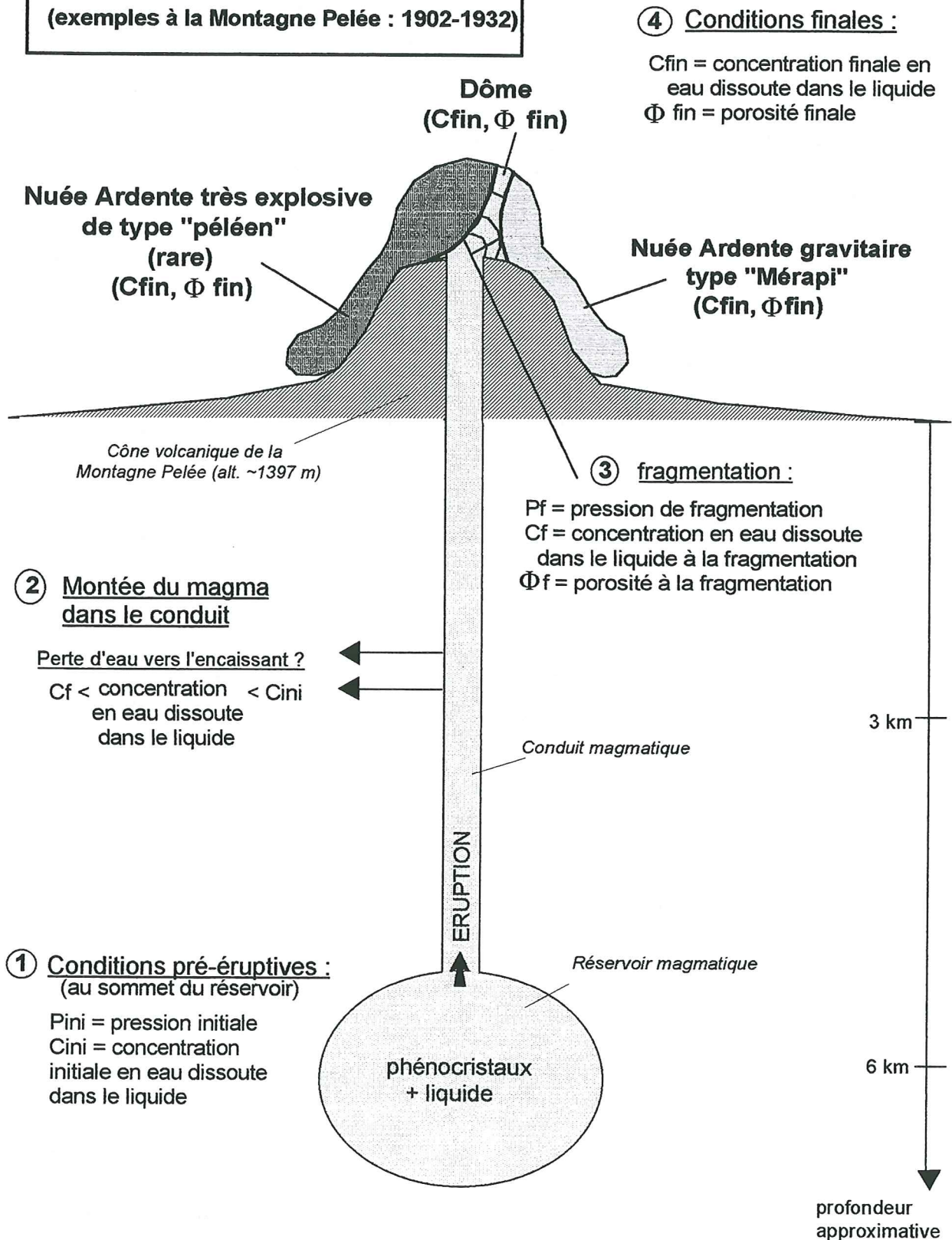
La figure I-7 propose le scénario des éruptions péleennes, où le magma a pu perdre des volatils au cours de son ascension. Il arrive en surface relativement dégazé (faible concentration en volatils, faible porosité). En général, un dôme se forme et refroidit lentement : la teneur finale en volatils ( $C_{fin}$ ) du verre magmatique est quasiment nulle. Des nuées ardentes de violences variables peuvent accompagner la croissance de ce dôme. En cas d'éruption particulièrement violente, la fragmentation du magma intervient à une pression supposée faible ( $P_f$ ), alors que le magma est relativement dégazé. Par opposition, la figure I-8 schématise les éruptions pliniennes, où le magma est plus riche en volatils. La croissance et la coalescence des bulles sont telles qu'elles vont se rompre et le magma va se fragmenter à une certaine pression ( $P_f$ ). La porosité ( $\Phi_f$ ) et la teneur en eau ( $C_f$ ) sont théoriquement figées lors de cette fragmentation. Nous verrons plus tard que de sensibles modifications peuvent intervenir (Thomas et al, 1994), d'où les distinctions  $C_{fin}$  et  $\Phi_{fin}$  des 2 figures précédentes. Les panaches pliniens de ces éruptions peuvent atteindre plusieurs km de haut (en fonction du débit magmatique). Les écoulements ponceux surviennent quand l'énergie de l'éruption décroît.

### I.4) b- Travaux antérieurs relatifs à la dualité plinien / péleén

Comme le montrent de nombreuses études, le paramètre important déterminant une éruption péleenne ou plinienne est la teneur en volatils (Melson, 1983 ; Fink et Manley, 1987). En effet, des modèles théoriques de vésiculation élaborés par Wilson (1976, 1980), Sparks (1978) et Toramaru (1989) montrent que les vésicularités finales des produits pliniens et péleens correspondent à des teneurs en eau initiales (juste avant le processus de vésiculation) de l'ordre de quelques pourcents pour les éruptions pliniennes et de quelques dixièmes de pourcents pour les éruptions péleennes. La question est de déterminer si les différences de

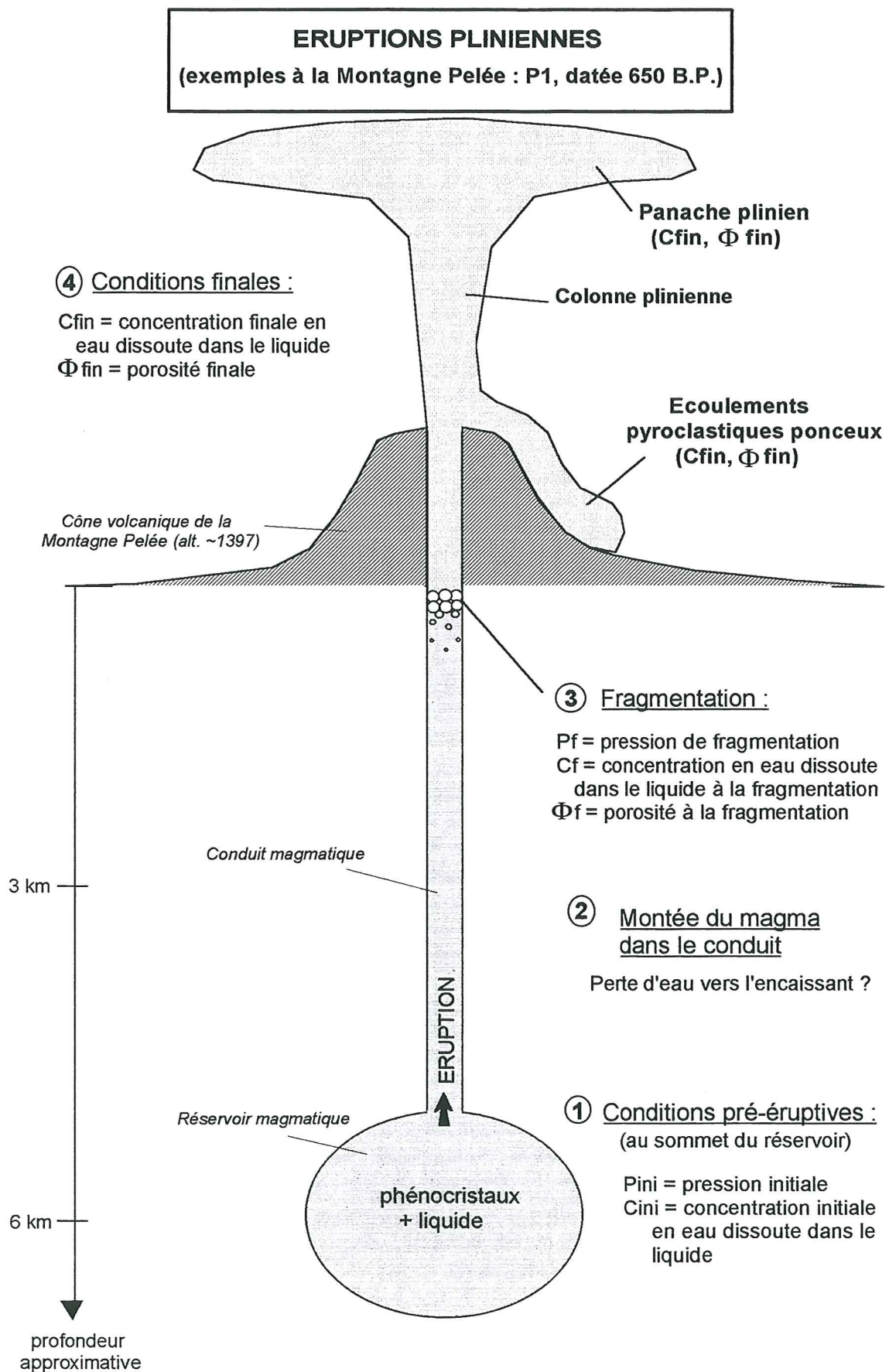
# ERUPTIONS PELEENNES

(exemples à la Montagne Pelée : 1902-1932)



**Figure I-7 :** Schéma synthétique des éruptions péleennes. Les stades 1 à 4 représentent les étapes majeures de l'évolution du magma au cours de l'éruption





**Figure I-8 :** Schéma synthétique des éruptions pliniennes.  
 Les stades 1 à 4 représentent les étapes majeures de l'évolution du magma au cours de l'éruption



teneurs en  $H_2O$  sont acquises dès la chambre magmatique ou lors de la remontée du magma vers la surface.

### **1) Teneur en volatils dans la chambre magmatique**

Roobol & Smith (1976) proposent, pour les éruptions de la Montagne Pelée, l'hypothèse de différentes teneurs pré-éruptives en volatils : le magma pré-éruptif des éruptions pliniennes serait plus riche en volatils que celui des éruptions péleennes. Le changement d'un régime plinien à un régime péleen quelquefois observé en cours d'éruption correspondrait alors à la vidange d'une chambre verticalement zonée, plus riche en volatils vers le haut.

Au contraire, Eichelberger et al (1986) considèrent que les teneurs en volatils dans la chambre sont comparables pour les éruptions pliniennes et péleennes.

Jaupart & Allègre (1991) suggèrent que de faibles variations de pression (de l'ordre du bar) dans la chambre magmatique suffisent à provoquer des fuites de gaz plus ou moins importantes dans l'encaissant, et par conséquent, de grandes variations des teneurs en volatils. Ceci expliquerait les alternances observées entre les régimes explosifs pliniens et la formation des dômes.

### **2) vitesse d'ascension du magma**

La vitesse de montée du magma peut influencer les processus de dégazage (discutés au §3 ci-dessous) ou les interactions magma-encaissant. La vitesse d'ascension magmatique est directement contrôlée par la taille du conduit, les propriétés intrinsèques du magma et la pression dans la chambre.

Eichelberger et al (1986) montrent que pour de faibles vitesses de montée du magma ( $< 0.01$  m/s), les volatils s'échappent plus vite qu'ils ne s'exsolvent, mais que pour des vitesses de montée plus rapides ( $\sim 2-3$  m/s), la pression dans les bulles est telle qu'elle produit une fragmentation.

Westercamp et Traineau (1983) suggèrent que les dynamismes pliniens de la Montagne Pelée sont liés à l'interaction magma/eau externe dans la partie superficielle de l'édifice volcanique ; à la Montagne Pelée, le système hydrothermal est en effet important, témoigné par de nombreuses sources chaudes et résurgences (Traineau et al, 1989). Ils suggèrent que l'occurrence de l'un ou l'autre des types éruptifs ponceux est la conséquence de différentes vitesses d'ascension de la colonne magmatique : le magma montant lentement aurait le temps de réchauffer les aquifères, accumulant ainsi un potentiel énergétique capable de déclencher des éruptions pliniennes.

Westercamp et Traineau (1983) ont établi une terminologie des éruptions en fonction de la teneur initiale en volatils du magma et de l'interaction magma/eau météorique (figure I-9).

### **3) processus de dégazage**

Un important dégazage du magma peut survenir lors de sa montée vers la surface. Eichelberger et al (1986) démontrent comment des obsidiennes, magmas rhyolitiques vitreux (cristaux  $< 10\%$ ) mis en place de manière non-explosive, peuvent dégazer en système ouvert au cours de leur ascension, par fuite des gaz vers l'encaissant. La fuite des gaz peut s'effectuer en surface : Traineau et al (1995) rapportent qu'à l'Unzen (Japon), la mise en place du dôme de 1991 s'accompagne d'un important dégazage.

Fink & Manley (1987) et Fink (1991) ne considèrent pas qu'un magma mis en place de manière effusive a perdu absolument tous ces volatils au cours de l'ascension vers la surface : les violentes nuées ardentes parfois observées à partir d'un dôme ou d'une coulée de lave témoignent du "potentiel explosif" qu'il reste au sein de ces magmas.

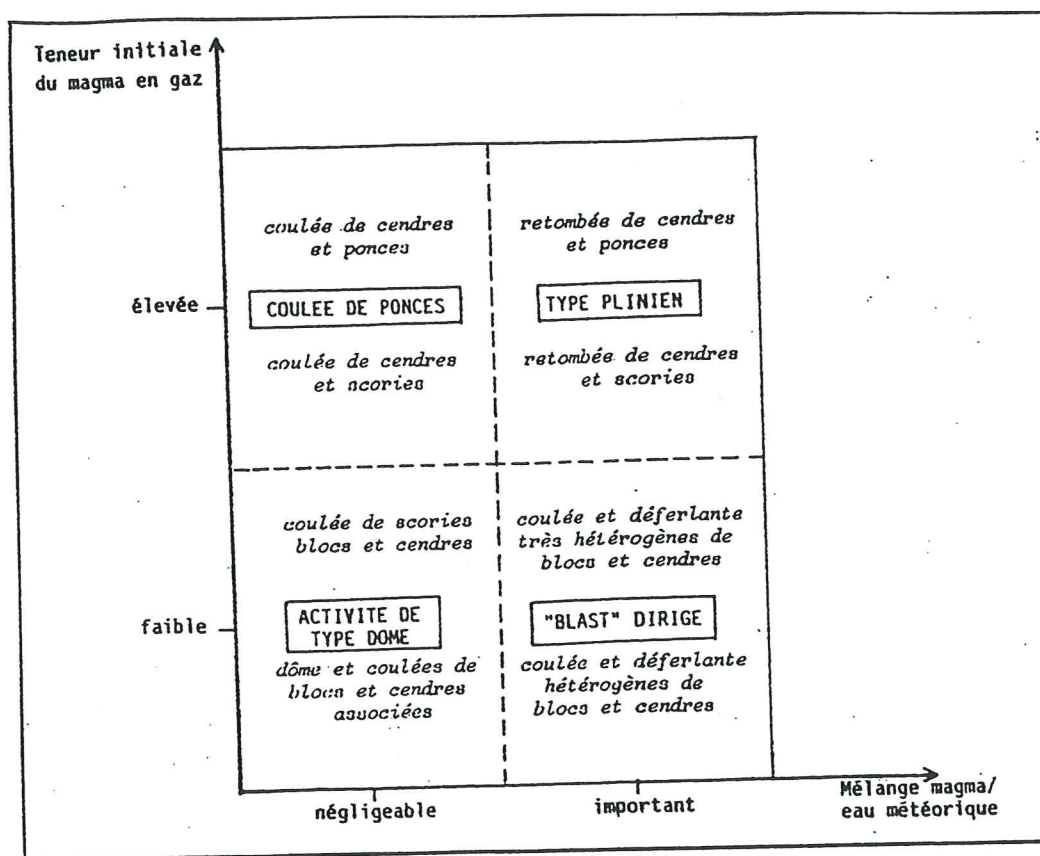


figure I-9 : Terminologie des éruptions et des dépôts de la Montagne Pelée (d'après Westercamp & Traineau, 1983)

#### 4) Autres paramètres étudiés (autres que la teneur en volatils)

Geschwind & Rutherford (1995) suggèrent que dans le cas de l'éruption 1980-1986 du mont St Helens, USA, les différences de style éruptif sont liées à un changement de taille du conduit magmatique, plutôt qu'à des variations des propriétés internes du magma.

Sparks et al (1977) proposent que les éruptions peuvent être déclenchées par des mélanges magmatiques. Gourgaud et al (1989) suggèrent que les éruptions de 1902-1929 de la Montagne Pelée ont été déclenchées par des mélanges magmatiques.

Teneur initiale en volatils, vitesse d'ascension du magma, processus de dégazage, mélanges magmatiques sont sans conteste les paramètres déterminants du style éruptif. Mais peut-on déterminer la "responsabilité" de ces facteurs dans le déclenchement de l'un ou l'autre de ces types éruptifs ?

Notre objectif est donc de comparer les éruptions péleennes et les éruptions pliniennes sur le plan :

- \* des conditions pré-éruptives, afin surtout de déterminer si les teneurs pré-éruptives en volatils des magmas pliniens sont plus riches que celles des magmas péleens. Et bien que les teneurs initiales en volatils soient le paramètre le plus important à définir, la pression, la température ou les conditions d'oxydoréduction pré-éruptives peuvent également avoir une influence.

- \* des conditions de dégazage, dans le but de déterminer l'importance des pertes en volatils au cours de l'ascension du magma, les profondeurs et les conditions de fragmentation du magma.



#### 1.4) c- Modèle de chambre magmatique pour la période récente de la Montagne Pelée

Gourgaud (1985), Fichaut (1986) et Fichaut et al (1989) proposent un modèle à deux chambres magmatiques pour la période récente de l'édification de la Montagne Pelée (voir fig. III-1 du chapitre III). Le réservoir supérieur serait probablement peu profond (~ 10 km), de petit volume (< 1 km<sup>3</sup>) et de composition andésitique à dacitique. Le réservoir inférieur serait de composition plus basique. Le magma basaltique intrude périodiquement la chambre supérieure, et pourrait, dans certains cas, être responsable du déclenchement de l'éruption (Gourgaud, 1989).

### **I.5) SELECTION DES ERUPTIONS ETUDIEES**

Au cours des 5000 dernières années d'activité de la Montagne Pelée, Westercamp et Traineau (1983) ont répertorié et daté une vingtaine d'éruptions magmatiques, dont six éruptions ponceuses. Les éruptions sélectionnées dans le cadre de cette étude sont les plus récentes, à savoir les deux éruptions péleennes de 1929-32 et 1902-05 et l'éruption P1, datée à 650 B.P. Ce choix repose sur deux critères principaux. D'une part, les dépôts de ces éruptions n'ont pas encore subi une érosion importante, ni été recouverts par des dépôts postérieurs, permettant ainsi un large échantillonnage des produits émis. D'autre part, ces éruptions ont déjà fait l'objet de travaux détaillés concernant la tephrostratigraphie, la magmatologie, les dynamismes éruptifs, pouvant servir de base à notre étude.

#### I.5) a- Description succincte des éruptions

##### **1) L'éruption P1**

De récents travaux géologiques sur les dépôts de l'éruption P1 (650 B.P.) ont permis à Boudon et al (1992) et Boudon et al (1994) de reconnaître, au cours du même épisode éruptif, la succession suivante :

- \* une activité phréatique précède la phase paroxysmale. Les dépôts phéatiques sont des retombées de cendres, dispersées sur le flanc ouest du volcan ;

- \* une activité péleenne dont les deux dépôts successifs de déferlantes (nuées ardentes du type 8 mai 1902) affectent le flanc sud-ouest du volcan. Il s'agit d'écoulements turbulents de haute énergie, présentant des caractéristiques analogues à celles des déferlantes dévastatrices de l'éruption de 1902. L'abondance de fragments non vésiculés laisse supposer la présence d'un embryon de dôme dans le cratère ;

- \* une activité vulcanienne avec un dépôt d'écoulement laminaire riche en bombes en croûte de pain, blocs trempés et blocs vésiculés sont présents sur le flanc ouest du volcan. Il est peut-être d'origine primaire, mais peut également provenir de la remobilisation de retombées d'explosion vulcanienne ;

- \* une activité plinienne (phase principale de l'éruption), dont les dépôts de retombées de ponces recouvrent l'ensemble du volcan. Ces dépôts surmontent directement les dépôts précédents. Ils sont suivis par des écoulements pyroclastiques ponceux, canalisés dans les vallées du flanc ouest du volcan (figure I-10).

L'absence de paléosols et de figures d'érosion entre les différentes unités permet de considérer que l'ensemble de ces dépôts appartient au même épisode éruptif (photo 4 de l'annexe A).

## **2) L'éruption de 1902-1905**

Cette éruption a été décrite par Lacroix (1904). Plus récemment, Chrétien & Brousse ont analysé les événements précédant l'éruption du 8 mai 1902, et de nombreux travaux ont été effectués sur les dépôts et les interprétations des éruptions péleennes de 1902-05 (Fisher et al, 1980 ; Fisher & Heiken, 1982 ; Gourgaud, 1985 ; Bourdier et al, 1989 ; Boudon & Lajoie, 1989 ; Charland & Lajoie, 1989 ; Westercamp, 1987).

- \* les premières émissions, d'avril à début mai 1902, sont principalement de type phréatique.

- \* le magma arrive probablement en surface le 6 mai 1902. Le lendemain, une activité caractérisée par des explosions vulcaniennes produits des dépôts de faibles importance dans la vallée de la Rivière Blanche.

- \* le matin du 8 mai 1902, une violente explosion latérale détruit l'embryon de dôme nouvellement formé. Les dépôts de cette déferlante affectent le flanc sud-ouest du volcan (figure I-11, photo 2 de l'annexe A). Pendant 4 mois, la croissance d'un nouveau dôme de lave dans la caldera de l'Etang Sec a été accompagnée d'importants écoulements pyroclastiques. Les plus violents sont des déferlantes latérales, comparables à celle du 8 mai 1902 (20 et 26 mai, 6 juin, 9 juillet et 30 août, photo 3 de l'annexe A), dont les dépôts débordent les vallées. Il y eut également des explosions verticales le 9-12 juillet et le 30 août 1902. Les autres éruptions sont des nuées ardentes de type "Mérapi", dont les dépôts sont canalisés dans la vallée de la Rivière Blanche.

- \* de septembre 1902 à septembre 1903, l'activité principale du volcan consiste en la croissance de dômes et d'aiguilles, accompagnée d'écroulements gravitaires et de faibles écoulements pyroclastiques, canalisés dans la Rivière Blanche. La dernière activité explosive date du 31 octobre 1903. D'octobre 1903 à octobre 1905, l'édification du dôme s'est poursuivie, avec un taux d'accroissement très faible.

## **3) L'éruption de 1929-1932**

Cette éruption a été décrite par Perret (1935). Les produits ont été étudiés en détail par Gourgaud (1985) et Bourdier et al (1989).

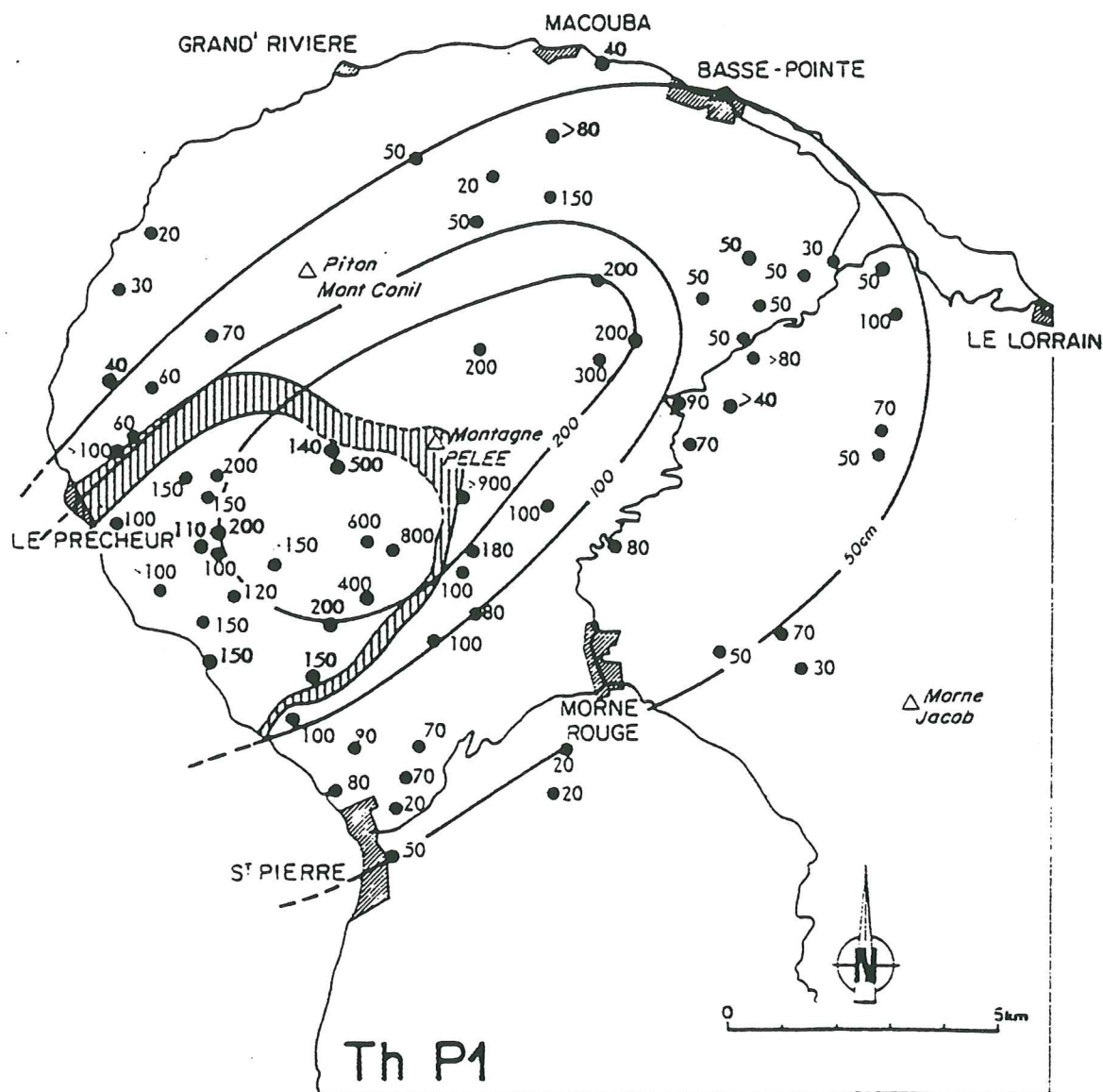
- \* La première activité importante est phréatique, datée de septembre 1929. Les dépôts sont localisés sur le flanc sud-ouest du dôme de 1902-1905. Cette activité phréatique est devenue de plus en plus violente jusqu'au 13 novembre 1929. Une brèche de direction SO-NE s'est ouverte dans le dôme de 1902-1905, d'où le magma est probablement arrivé en surface.

- \* Des coulées de débris et de faibles coulées pyroclastiques en direction de la vallée de la Rivière Blanche ont précédé la première véritable coulée pyroclastique, le 30 novembre 1929. Des coulées pyroclastiques importantes, nuées ardentes de type "Mérapi" ont alors accompagné la croissance d'un dôme jusqu'en février 1930. Leur dépôts sont principalement canalisés dans la vallée de la Rivière Blanche (figure I-11).

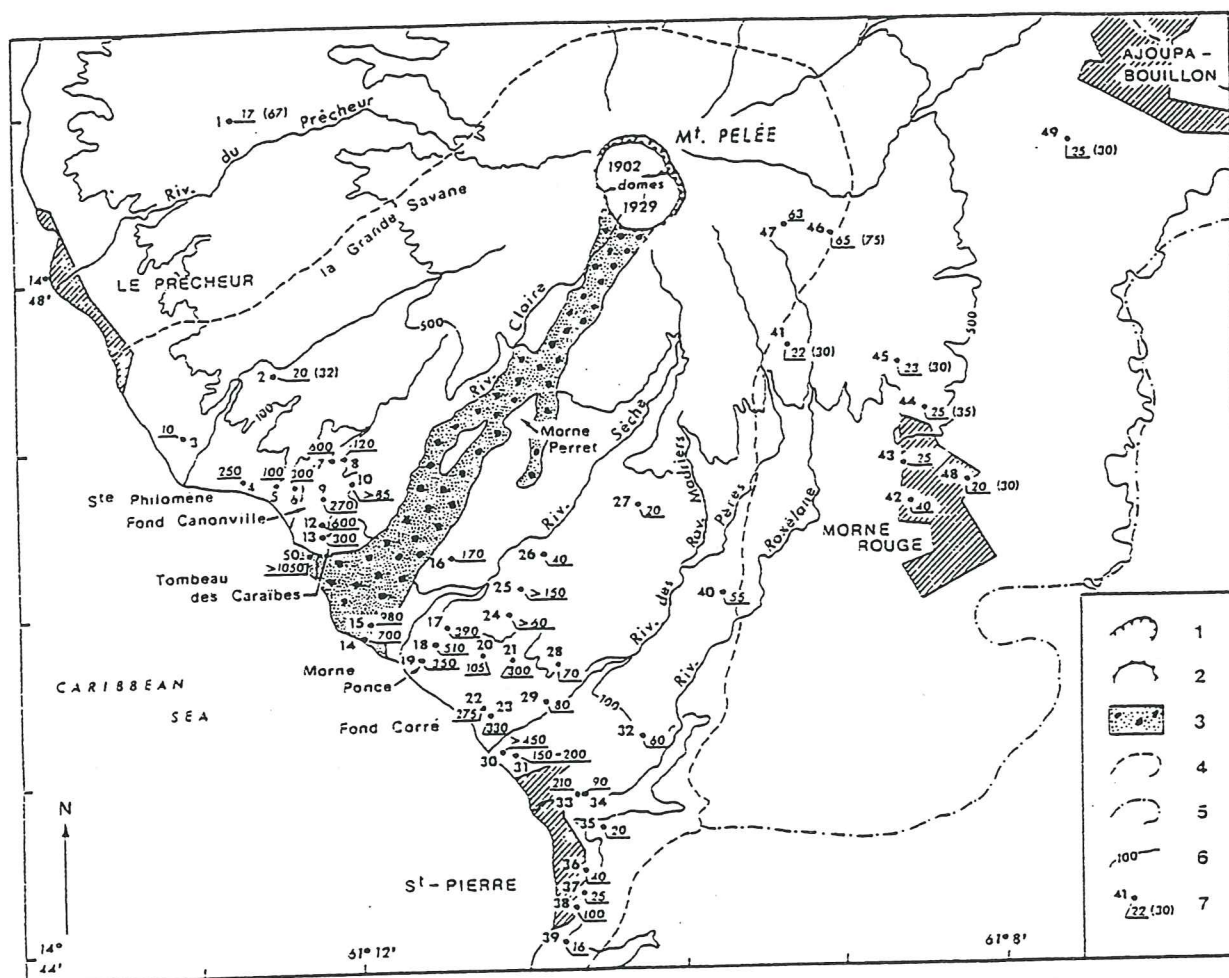
- \* de février 1930 à octobre 1932, la croissance du dôme a continué, avec de faibles écroulements gravitaires.

L'activité explosive de cette éruption est beaucoup moins violente que celle de 1902-05.





**Figure I-10 :** Cartes d'isopaques des dépôts de la retombée plinienne P1 de la Montagne Pelée. Les épaisseurs et les contours sont en centimètres. Les zones en hachurées indiquent la distribution des coulées pyroclastiques syn-éruptives (d'après Westercamp & Traineau, 1983, complétée par Bardintzeff, 1989)



**Figure I-11 :** Carte de distribution des dépôts de nuées de 1902 et 1929, d'après Bourdier et al (1989). 1) Limite du cratère sommital ; 2) Limites des dômes de 1902 et 1929 ; 3) Dépôts de la Rivière Blanche ; 4) Limite de l'aire dévastée par la déferlante du 8 mai 1902 (d'après Lacroix, 1904) ; 5) Limite de l'aire dévastée par la déferlante du 30 août 1902 (d'après Lacroix, 1904) ; 6) topographie (en m) ; 7) Localisation de la section mesurée. Le numéro de la section est en gras. L'épaisseur totale (en cm) du dépôt de la nuée ardente est souligné. Pour certaines sections, le nombre entre parenthèses est l'épaisseur totale du dépôt de nuée ardente plus l'épaisseur des retombées cendreuse phréatiques pré-8 mai 1902. Seuls les dépôts de 1902 sont représentés, sauf aux sections nos 14, 15 et 50 où les dépôts de 1929 apparaissent.



### I.5) b- Représentativité des éruptions sélectionnées

Chacune des 3 éruptions sélectionnées est spécifique et peut être considérée comme un exemple de référence pour illustrer les différents dynamismes éruptifs liés à la mise en place des magmas andésitiques.

\* L'éruption de 1929-32 illustre une "éruption péleénne" avec la mise en place d'un dôme, et sa destruction partielle (et contemporaine de son édification), par des nuées ardentes de type "Mérapi" (écroulements gravitaires en périphérie du dôme, Lacroix, 1904). Cette activité explosive est considérée comme mineure à modérée (Perret, 1935).

\* L'éruption de 1902-05 illustre également une éruption "péléenne", avec la mise en place d'un dôme et sa destruction partielle comme précédemment mentionné. Elle se distingue néanmoins de l'éruption de 1929-32 par l'existence de quelques explosions très violentes à partir du dôme, détruisant une partie importante de ce dernier et produisant des déferlantes (ou nuées ardentes de type "péléen") plus ou moins latérales et dirigées. Ces explosions apparaissent principalement les premiers mois de l'édification du dôme. Par ailleurs, des dépôts de déferlantes rattachables à des événements similaires ont été reconnus dans la tephrostratigraphie récente du volcan (Traineau, communication orale).

\* L'éruption P1 illustre une éruption "plinienne", avec installation d'une colonne éruptive verticale dont les dépôts de retombée ont largement recouvert les flancs du volcan. Cette colonne plinienne s'effondre pour donner naissance à des écoulements pyroclastiques ponceux. De plus, il a été récemment démontré qu'une explosion, au sein du dôme en cours d'édification, a précédé la phase plinienne. Cette explosion est a priori comparable à la déferlante du 8 mai 1902 (caractéristiques et distribution des dépôts comparables). Elle montre de ce fait un changement brutal de style éruptif au cours d'une même éruption.

**Notre étude de détermination des conditions pré-éruptives et des conditions de dégazage des éruptions péleénnes et pliniennes devra insister sur les mécanismes des éruptions péleénnes, encore très mal compris. Un des points cruciaux de notre étude est d'expliquer d'où vient l'énergie responsable du déclenchement d'une nuée péleénne, alors qu'elle semble partir d'un dôme en surface, mis en place de manière non explosive. Ici, le flanc du volcan ne glisse pas pour mettre à nu et décompresser le magma comme au Mont Saint Helens, USA (Hoblitt et al, 1981)... Et comment expliquer que ce potentiel énergétique est encore là quelques jours ou mois après le 8 mai pour déclencher les éruptions majeures des 20 mai, 6 juin, 9 juillet et 30 août 1902 ?**

### I.5) c- Echantillonnage des produits éruptifs

De nombreuses études ont été menées sur la Montagne Pelée et par conséquent, un vaste échantillonnage existe déjà. Néanmoins, notre étude comparative des éruptions péleénnes/pliniennes de la période récente requiert une nouvelle optique de sélection des produits, privilégiant les variations texturales (densité, vésicularité) au sein des différents types éruptifs. Les échantillons prélevés au cours d'une mission à la Martinique en février 1993, sont localisés et répertoriés en annexe A (l'annexe A regroupe une carte d'échantillonnage, une carte des affleurements et quelques log stratigraphiques).

Les échantillons analysés varient suivant l'étude effectuée. Le nom de l'échantillon entre parenthèse renvoie à l'annexe A (localisation et description des échantillons prélevés).

\* 1) Le dépôt de déferlante péleénne de P1, précédant la phase plinienne est composé de 2 unités. Nous n'avons échantillonné que l'unité la plus importante (contenant les pyroclastes les plus gros). Dans la suite de notre étude, l'appellation "déferlante de P1" fera référence à cette unité du dépôt péleén de P1. 2) La coulée ponceuse de P1 constitue également un ensemble de sous-unités. Au cours de notre étude, l'appellation "coulée de P1" fera référence à l'imposante unité de la vallée de la Rivière du Prêcheur.

#### **\* Echantillons choisis pour la pétrologie**

Des lames minces ont été réalisées à partir des produits de toutes les éruptions échantillonnées. Tous les échantillons des éruptions de 1929 et de P1 ont été étudiés, bien que seulement quelques uns aient été détaillés par la suite. Nous retiendrons, pour les analyses pétrologiques et minéralogiques, les échantillons des séquences éruptives suivantes :

- le dôme de 1929 (MT34P et MT34R)
- les nuées de 1929, avec une gamme de vésicularité la plus étendue possible
- la déferlante du 8 mai 1902 (MT32A)
- la déferlante, la retombée et la coulée ponceuse de P1, en privilégiant également les différences de textures.

#### **\* Echantillons choisis pour les expériences d'équilibre de phases**

Pour estimer les conditions pré-éruptives du sommet de la chambre magmatique, nous avons sélectionné les éruptions "typiques", en privilégiant les échantillons à matrice vitreuse (sauf pour les dômes dont les matrices sont complètement cristallisées), pour s'affranchir des phénomènes de microlitisation au niveau du conduit magmatique. Les teneurs en volatils de ces échantillons seront modifiées pour les besoins des expériences. Les échantillons sélectionnés sont les suivants :

- le dôme de 1929 (MT34P)
- la déferlante de P1 - fragment lithique (MT33S)
- la retombée plinienne de P1 - ponce (MT36Z).

#### **\* Echantillons choisis pour l'étude de la porosité**

Les mesures de porosités sont effectuées sur des lapilli tamisés entre 1 et 2 cm dans les séquences éruptives suivantes :

- deux nuées de 1929 (MT37N et MT37R)
- la déferlante du 8 mai 1902 (MT37B), son caractère exceptionnellement explosif étant peut-être traduit par une porosité particulière des produits
- la déferlante de P1 (MT36P) qui pourra être comparée à celle du 8 mai 1902
- la retombée plinienne de P1 (MT36Z), par opposition aux nuées péleénnes
- la coulée ponceuse de P1 (MT38W) par comparaison avec les produits de la retombée plinienne.

Les études qualitatives de la vésicularité sont effectuées à partir de lames minces de ces lapillis ou de celles utilisées pour les analyses minéralogiques.

#### **\* Echantillons choisis pour les expériences de dégazage/fragmentation**

Les expériences de dégazage et de fragmentation seront effectuées à partir du verre interstitiel de la retombée de P1 (MT36Z), sans microlites, séparé de ses phénocristaux et déshydraté, puis différentes teneurs en eau seront ajoutées à ce verre.



## I.6) DEROULEMENT DE L'ETUDE

Nous comparerons les éruptions pliniennes et péleennes sur le plan des conditions pré-éruptives et des modalités de dégazage, par une étude lithologique des produits naturels, et par une étude expérimentale.

### - Lithologie des produits éruptifs :

Le but de cette étude est d'analyser les produits des différentes éruptions dans l'optique d'y rechercher des indices des conditions pré-éruptives dans la chambre magmatique. Seuls les phénocristaux et les inclusions vitreuses sont les témoins des conditions de la chambre magmatique. Nous comparerons les produits des éruptions péleennes et pliniennes par une étude des compositions modales (phénocristaux, verre), de la minéralogie des phénocristaux, des compositions chimiques et des teneurs en volatils des inclusions vitreuses. Bien que les compositions chimiques et teneurs en volatils des verres interstitiels, ainsi que les caractéristiques des microlites reflètent les conditions éruptives du conduit magmatique, leur comparaison avec les phénocristaux (pour les microlites) et avec les inclusions vitreuses (pour les verres interstitiels) apporte de précieux renseignements.

La conclusion de cette étude est un "inventaire" des compositions chimiques et teneurs en volatils des produits pliniens et péleens, nécessaire à la recherche des conditions pré-éruptives.

### - Conditions pré-éruptives

Les conditions pré-éruptives sont estimées d'abord par les compositions et teneurs en volatils des produits naturels, et précisées par la détermination expérimentale des équilibres de phases :

- \* La pression, la température, les conditions d'oxydoréduction et les teneurs en volatils pré-éruptives peuvent être approchées par l'étude des compositions chimiques des phénocristaux et des teneurs en volatils des inclusions vitreuses.

- \* La détermination expérimentale des équilibres de phase et la comparaison des compositions chimiques de ces phases avec celles des phases naturelles permettent une détermination précise des conditions pré-éruptives.

Cette partie permettra de répondre à la question soulevée précédemment et concernant une possible différence des conditions de pression, température, oxydoréduction et teneur en volatils pré-éruptives pour les éruptions pliniennes et péleennes.

### - Vésicularités, dégazage et dynamismes éruptifs :

La vésicularité des produits naturels est un témoin d'une partie du dégazage du magma.

- \* L'étude quantitative et qualitative de la vésicularité des produits éruptifs, associée aux mesures de teneurs en volatils des verres naturels, a pour but de comparer les produits pliniens et péleens sur le plan de la vésiculation et du dégazage.

- \* Les expériences ont pour objectif de simuler le dégazage et la fragmentation des produits naturels à partir des conditions pré-éruptives déterminées (produits pliniens) ou des conditions de sub-surface (produit péleens), afin de reproduire les vésicularités, les textures et les teneurs en volatils des verres interstitiels des produits naturels.

Nous préciserons donc dans cette partie les scénarios éruptifs et les modalités de dégazage lors des éruptions pliniennes et péleennes.

**En conclusion**, nous essaierons de définir un modèle éruptif pour les éruptions pliniennes et péleennes, intégrant les conditions pré-éruptives déterminées, les modalités de dégazage et les conditions de fragmentation expérimentées.



## II- LITHOLOGIE DES PRODUITS ERUPTIFS

Les produits des éruptions péleennes ont été étudiés en détail par Gourgaud (1985), Gourgaud et al (1989) et Fichaut et al (1989), mais peu d'études ont été réalisées sur les produits des éruptions pliniennes. Notre objectif est de caractériser la lithologie (paragenèse, composition modale, composition chimique et texture des mésostases) des produits des éruptions pliniennes et péleennes de la période récente de la Montagne Pelée.

### II.1) ANALYSES CHIMIQUES DES ROCHES TOTALES

Des échantillons réduits en poudre du dôme de 1929, de la déferlante péleenne de P1 (échantillons lithique et ponceux), de la retombée plinienne et de la coulée ponceuse de P1 ont été analysés par voie humide (éléments majeurs, dioxyde de carbone, soufre et eau) au CRPG - Laboratoire de chimie.

Ces analyses de roche totale complètent celles de produits des dômes de 1902 et 1929, des nuées ardentes de 1929, de trois déferlantes de 1902 (Gourgaud, 1985 ; Fichaut, 1986) et de la déferlante de P1 (Traineau, 1982). Les compositions de ces roches sont présentées dans le tableau II-1, et reportées sur la figure II-1.

#### Résultats - Interprétations :

- \* Ces roches sont toutes des andésites acides (figure II-2).
- \* Les analyses chimiques de ces roches présentent néanmoins quelques différences suivant le type éruptif considéré :
  - Les produits de 1902-1929 (dômes et nuées) semblent en moyenne plus proches du pôle Qz+Or, donc plus différenciés que ceux de P1 (y compris la déferlante de P1).
  - Les rapports  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  des éruptions péleennes de 1902 et 1929 sont toujours inférieurs à 2.4, alors que ceux de l'éruption P1, y compris celui de la déferlante, varient autour de 4. Il est possible que les produits de 1902-1929 aient été oxydés au cours de leur mise en place en surface (voir chapitre III-1b).
  - Les teneurs en eau montrent que seuls les produits ponceux contiennent plus de 1.4% de  $H_2O$  totale (et jusqu'à 2%). Tous les produits péléens contiennent moins de 1% de  $H_2O$ . Les teneurs en eau relativement élevées des produits ponceux pourraient avoir plusieurs explications :
    - \* l'abondance de minéraux hydratés (amphiboles), qui serait supérieure dans les produits ponceux. Cette hypothèse peut être abandonnée au vu des données sur les compositions modales qui sont présentées ci-dessous.
    - \* les verres (inclusions vitreuses et verres interstitiels) seraient plus riches en eau dans les produits ponceux. Cette hypothèse est confirmée par les données de teneurs en eau des produits naturels (voir §II-5). On peut donc attribuer les différences de teneur en eau mesurées sur les roches totales à des variations de concentration en eau des verres entre produits ponceux et lithiques.

#### Conclusions :

De manière générale, les compositions chimiques des roches totales des produits péléens et pliniens peuvent être considérées comme identiques : ce sont des andésites acides, aux teneurs en éléments majeurs comparables. Seuls les rapports  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  ou les teneurs en  $H_2O$  totale sont sensiblement différents. S'il existe des différences entre les produits pliniens et péléens, elles sont plutôt à rechercher au niveau des minéraux (proportions modales, compositions chimiques) et des verres (compositions chimiques, teneurs en eau).



Tableau II-1 : ANALYSES CHIMIQUES DES ROCHES TOTALES - ERUPTIONS RECENTES DE LA MONTAGNE PELEE

Les 5 premières analyses de roche totale du tableau sont des données obtenues par voie humide. Les dosages de Fe<sup>2+</sup> et Fe<sup>3+</sup> ont été obtenus par titration. La correspondance des abréviations et symboles de la première colonne du tableau est donnée en bas de tableau. Les nombres entre parenthèses dans les colonnes de pourcentages d'oxydes représentent les écart-types autour de la moyenne.

N°ECH	Nombre analyses	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	TiO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O <sub>t</sub>	TOTAL
D29*	1	61.11	3.1	3.26	3.53	1.05	17.74	0.18	2.29	6.24	0.48	0.37	99.35
P1Dn*	1	60.97	1.97	4.19	3.53	1.03	17.47	0.18	2.2	6.15	0.45	0.77	98.91
P1Dp*	1	59.83	2.43	4.47	3.4	0.9	17.78	0.19	2.64	6.46	0.5	1.4	100.00
P1R*	1	60.75	2.11	4.04	3.45	0.97	17.48	0.17	2.17	6.16	0.43	1.68	99.41
P1C*	1	57.99	2.86	4.47	3.21	0.74	17.86	0.22	2.41	7.05	0.51	2.15	99.48
D29**/***	6	62.5 (0.4)	4.9 (1.2)	1.5 (1.0)	3.6 (0.1)	1.1 (0.1)	17.1 (0.4)	0.2 (0.0)	2.3 (0.1)	6.1 (0.2)	0.5 (0.0)	0.1 (0.1)	99.9
N29**	3	63.2 (0.4)	5.4 (0.1)	1.1 (0.2)	3.2 (0.0)	1.0 (0.0)	16.6 (0.1)	0.2 (0.0)	2.6 (0.1)	6.6 (0.1)	0.6 (0.0)	0.1 (0.0)	100.7
D02***	4	61.6 (1.0)	4.6 (1.0)	1.7 (0.9)	3.5 (0.1)	1.0 (0.1)	17.4 (0.2)	0.2 (0.0)	2.3 (0.2)	6.2 (0.3)	0.5 (0.0)	0.1 (0.0)	99.4
8 mai 1902**	10	61.8 (0.8)	4.4 (0.9)	2.4 (0.8)	3.4 (0.2)	1.1 (0.1)	17.1 (0.3)	0.2 (0.0)	2.7 (0.2)	6.4 (0.2)	0.6 (0.1)	0.2 (0.2)	100.2
20 mai 1902**	3	62.1 (0.6)	4.6 (0.7)	1.9 (0.7)	3.3 (0.2)	1.1 (0.1)	17.3 (0.1)	0.2 (0.0)	2.5 (0.0)	6.4 (0.2)	0.6 (0.0)	0.4 (0.4)	100.4
9 juil 1902**	5	62.9 (0.3)	4.3 (0.7)	2.1 (0.6)	3.5 (0.2)	1.1 (0.2)	16.5 (0.2)	0.2 (0.0)	2.4 (0.1)	6.1 (0.2)	0.5 (0.1)	0.3 (0.4)	99.9
P1Dn#	2	60.6 (0.3)	3.2	3.9	3.4 (0.1)	0.9 (0.0)	17.7 (0.0)	0.2 (0.0)	2.3 (0.0)	6.4 (0.0)	0.5 (0.0)	0.5 (0.4)	99.7
P1R#	1	61.1	6.9	/	3.5	0.9	17.2	0.2	2.3	6.2	0.4	1.6	100.4

précision : 0.02

\* notre étude

\*\* Gourgaud (1985)

\*\*\* Fichaut (1986)

# Traineau (1982)

D29 : Dôme 1929

D02 : Dôme de 1902

N29 : Nuées Ardentes 1929

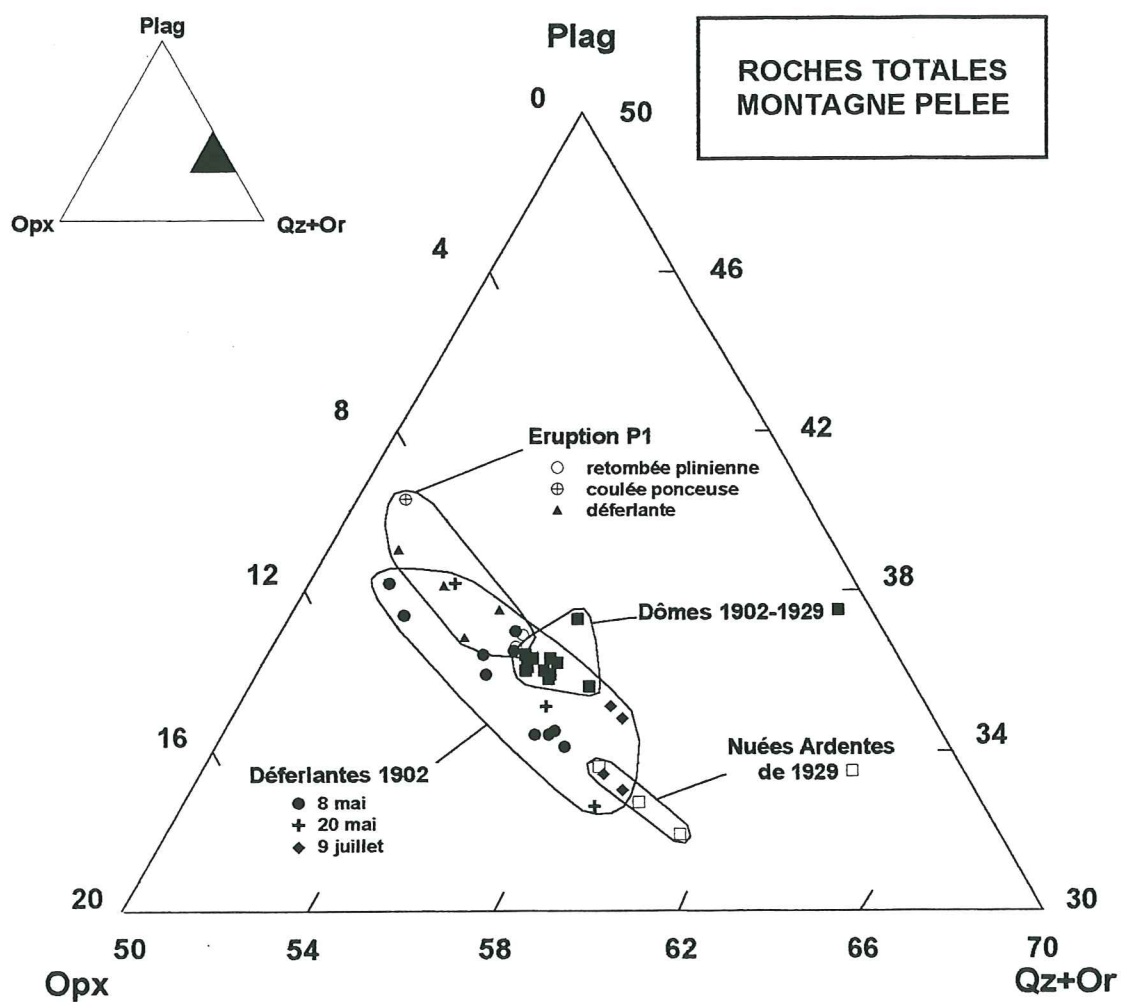
8 mai, 20 mai, 9 juil : Déferlantes de 1902

P1Dn : Déferlante P1 (fragments lithiques)

P1Dp : Déferlante P1 (fragments ponceux)

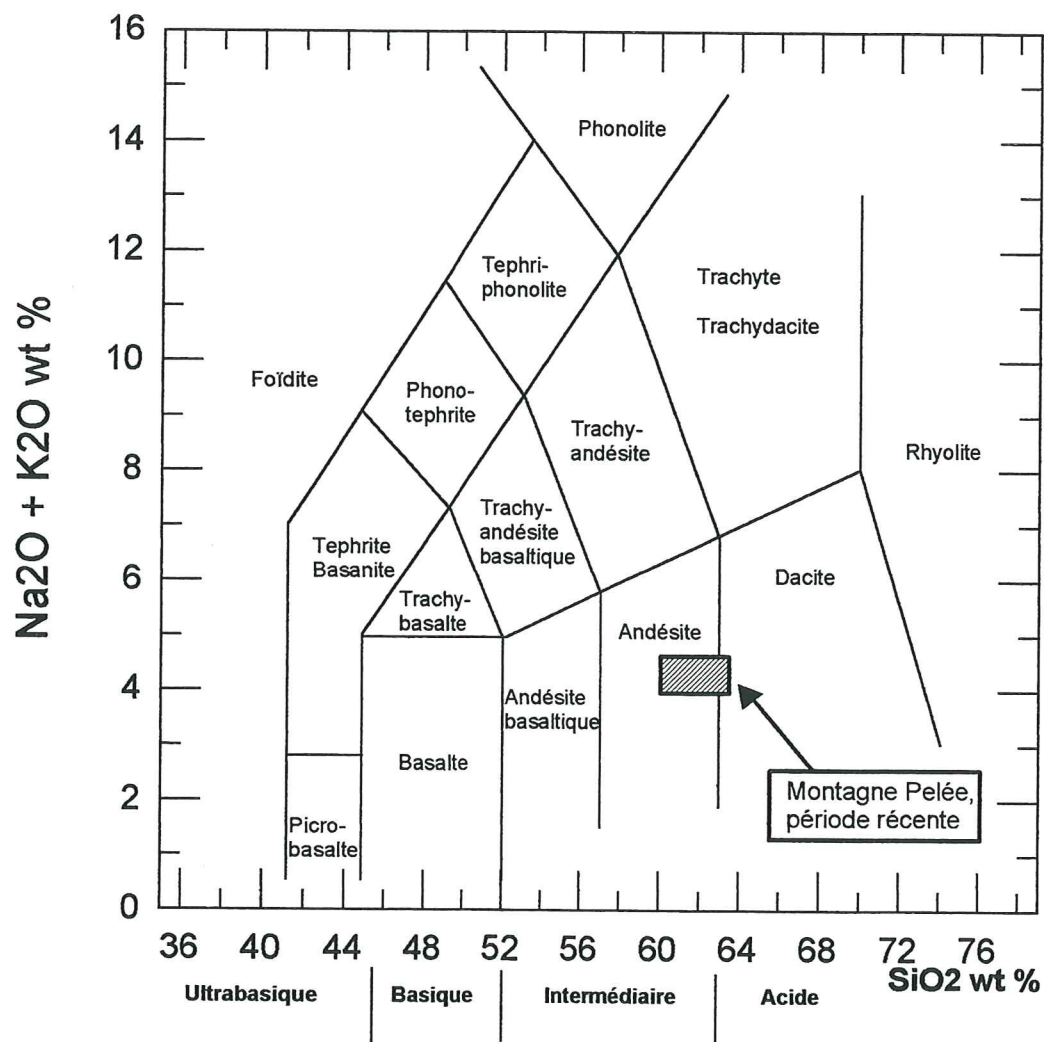
P1R : Retombée plinienne P1

P1C : Coulée ponceuse P1



**Figure II-1 :** Représentation des analyses chimiques des roches totales dans un diagramme Plagioclase - Orthopyroxène - (Quartz + Orthose) normatifs (d'après Merzbacher & Eggler, 1984)





**Figure II-2 :** Classification chimique des roches volcaniques (d'après Streckeisen, 1979)

## II.2) COMPOSITIONS MODALES

Une première information importante concerne les proportions modales volumiques des phénocristaux dans la chambre magmatique. Tout d'abord, nous considérons les phénocristaux comme des phases minérales ayant cristallisé à l'équilibre avec le liquide silicaté dans les conditions de la chambre magmatique. Seuls les cristaux de taille supérieure à  $\sim 100 \mu\text{m}$  ont été considérés comme des phénocristaux et, à ce titre, pris en compte dans le calcul. Les microlites étant interprétés comme des phases cristallisées dans le conduit seront donc exclus du comptage. Le pourcentage de phénocristaux a été recalculé sans porosité.

Une difficulté supplémentaire intervient du fait de la présence de phases minérales (amphibole, olivine) montrant des textures de déstabilisation (auréoles réactionnelles, voir ci-après). Ces textures de déstabilisation traduisent l'instabilité de la phase minérale correspondante, soit pendant l'ascension des magmas dans le conduit (ex : Rutherford & Hill, 1993, pour l'amphibole), soit dans la chambre magmatique elle-même. En raison de cette dernière possibilité, nous avons également exclu des comptages ces phases à auréoles réactionnelles. Signalons toutefois qu'il s'agit de phases présentes en faibles proportions (quelques individus par lame).

Nous avons déterminé les compositions modales volumiques des produits des dômes de 1902 et 1929, de nuées de 1929, de la retombée de P1, de la déferlante de P1 et de la déferlante du 8 mai 1902. Les données ont été obtenues au compteur de points sur 1 à 3 lames minces de chaque type (avec une moyenne de 1300 points par lame), et sont recalculées sans porosité (voir mesures des porosités : chapitre IV-1). Les résultats sont présentés sur la figure II-3.

Des mesures de densité des différents échantillons apparaissent au bas de la figure. Chaque mesure a été déterminée sur un fragment de la roche dans laquelle a été faite la lame mince étudiée au compteur de points, selon le protocole détaillé au chapitre IV-1.

### \* Résultats - Interprétation

Les produits des différents types éruptifs présentent le même assemblage minéralogique (phénocristaux) : plagioclase, orthopyroxène, clinopyroxène, magnétite, amphibole, ilménite.

- Le pourcentage volumique de plagioclases est de 44-49 % pour les produits des dômes 1902-1929 et de 29-43 % pour ceux des nuées de 1929, de la déferlante du 8 mai 1902, de la déferlante de P1 ou de la retombée plinienne de P1. Seuls les échantillons des dômes ont des proportions modales de plagioclases supérieures à 44 %. Les dômes ont une mésostase complètement cristallisée contenant des cristaux dont les tailles s'échelonnent de quelques microns à  $\sim 100 \mu\text{m}$ . Bien qu'en théorie seuls les cristaux supérieurs à  $100 \mu\text{m}$  soient pris en compte, il est en pratique difficile de déterminer cette limite, à moins d'une mesure précise systématique des cristaux ; nous expliquons ce pourcentage volumique supérieur à 44 % par la prise en compte d'un certain nombre de plagioclases de taille vraisemblablement inférieure à  $100 \mu\text{m}$ .

- Le pourcentage volumique des orthopyroxènes varie de 4 à 9 %, quelque soit le type éruptif considéré.

- Le pourcentage volumique d'oxydes (essentiellement des magnétite, voir ci-dessous) varie de 1 à 2 %, indifféremment du type éruptif étudié.

- Le pourcentage volumique de clinopyroxènes ne dépasse pas 1 %, mais ils sont présents dans tous les types éruptifs considérés.

- Les amphiboles (c'est à dire sans auréoles réactionnelles) et les ilménites n'ont pas de proportions modales significatives. Les ilménites sont en fait des phases très rares : seulement quelques cristaux ont pu être analysés après un examen systématique des lames minces dont nous disposons.



## COMPOSITIONS MODALES

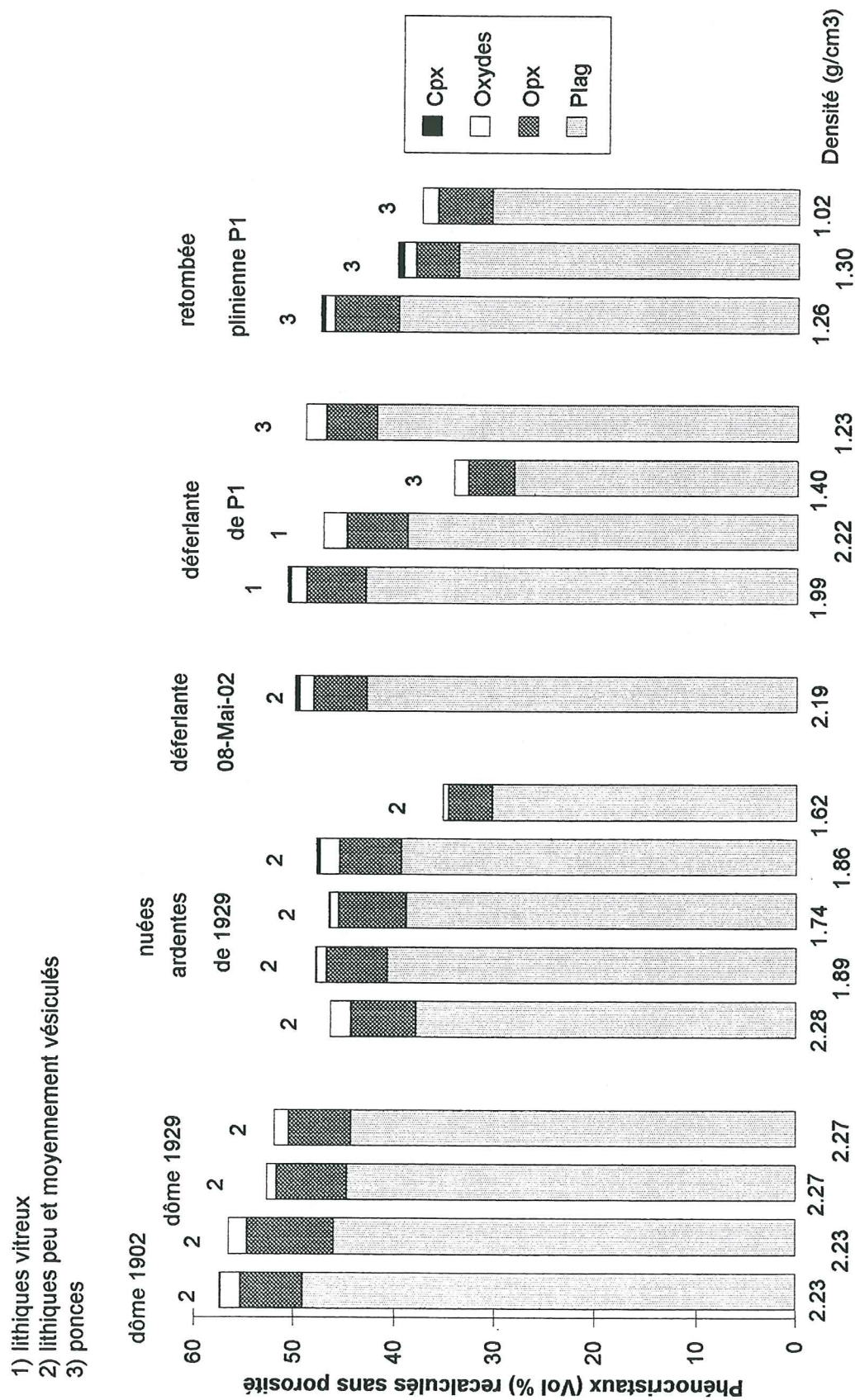


Figure II-3 : Diagramme de représentation des compositions modales des produits des dernières éruptions de la période récente de la Montagne Pelée

- Les variations du pourcentage volumique global de cristaux sont essentiellement dues aux variations de proportion modale du plagioclase. Les proportions volumiques de cristaux varient de 51 à 58 % pour les produits des dômes (mais pour les raisons énoncées ci-dessus) et de 34 à 51 % pour ceux des autres types éruptifs.

- Les variations de composition modale observées sont entièrement indépendantes de la densité de l'échantillon.

### \* Conclusion

Même si des différences apparaissent d'un échantillon à l'autre, le pourcentage volumique de phénocristaux, recalculé sans porosité, peut être considéré comme approximativement constant quelque soit le type éruptif étudié (à l'exception des dômes 1902-1929) : soit 45 % en moyenne (le volume de la mésostase étant par conséquent de 55 %), indépendamment de la densité de l'échantillon.

Les compositions modales montrent que les teneurs en eau des roches totales des produits pliniens, supérieures à celles des produits péléens (voir § précédent), ne peuvent raisonnablement pas être expliquées par une plus importante contribution des minéraux hydratés comme les amphiboles : les deux types éruptifs n'en contiennent pas en proportion significative.

## II.3) MINERALOGIE DES PHENOCRISTAUX NATURELS

Les phases naturelles ont été analysées à la microsonde électronique (SX 50 et Camebax, services communs CNRS-BRGM-Université d'Orléans). Les conditions analytiques ont été les suivantes : tension de 15kV, courant échantillon de 12 nA, temps de comptage de 10 s, faisceau ponctuel (1-2  $\mu$ m). Des silicates usuels ont été utilisés comme standards. Les incertitudes sur les analyses des pourcentages d'oxydes des phases minérales sont estimées à 2% pour SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et CaO, 3% pour FeO, MgO et TiO<sub>2</sub> et 5% pour MnO, Na<sub>2</sub>O et K<sub>2</sub>O.

### II.3) a- Plagioclases

#### \* Types de plagioclases

Les plagioclases naturels, étudiés au microscope optique, ont des textures différentes au sein d'un même type éruptif : forme du minéral, importance des zonages signant des épisodes successifs de croissance du cristal, et type d'inclusions vitreuses piégées. En fonction de ces critères optiques, nous les avons classés en trois types texturaux (planche II-1) :

#### CARACTERISTIQUES TEXTURALES DISTINCTIVES DES PLAGIOCLASES NATURELS

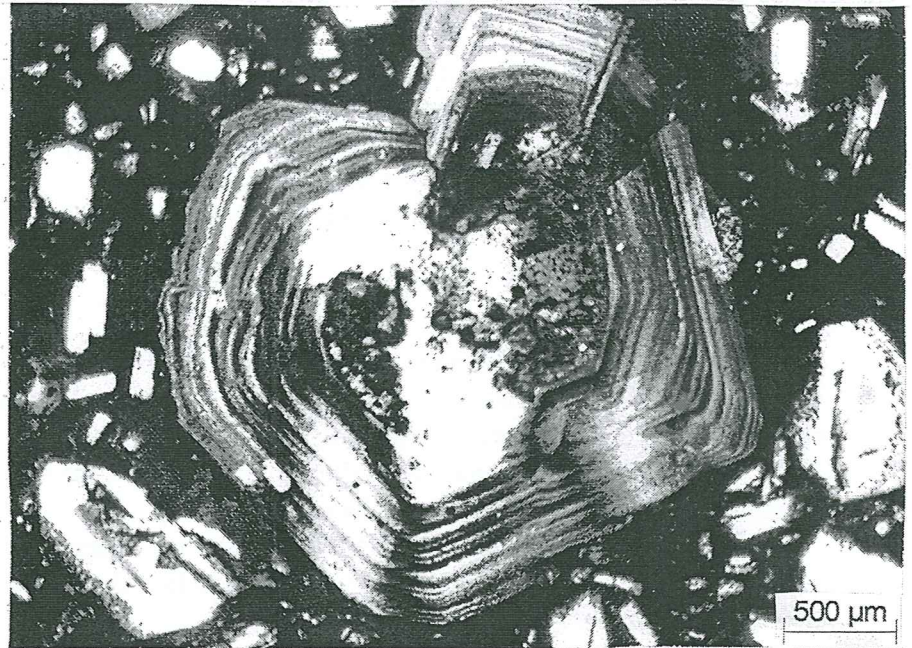
type	forme	taille max	zones de croissances	Inclusions vitreuses
<b>Pétaloïde</b> (planche II-1A)	ovoïde, en pétales	2 mm	extrêmement et régulièrement zoné	rare
<b>Rectangulaire</b> (planche II-1B)	allongée	1 mm	peu de zones apparentes, principalement sur le pourtour	quelques unes, claires ou brunes, le long des zones de croissance
<b>Cœur trouble</b> (planche II-1C)	allongée	< 1 mm	peu ou pas de zones de croissances apparentes	très nombreuses, amassées au centre, très brunes car souvent microcristallisées



**Planche II-1 : photos des différentes textures des phénocristaux de plagioclases naturels**

**A**

**Plagioclase  
"pétaloïde"**



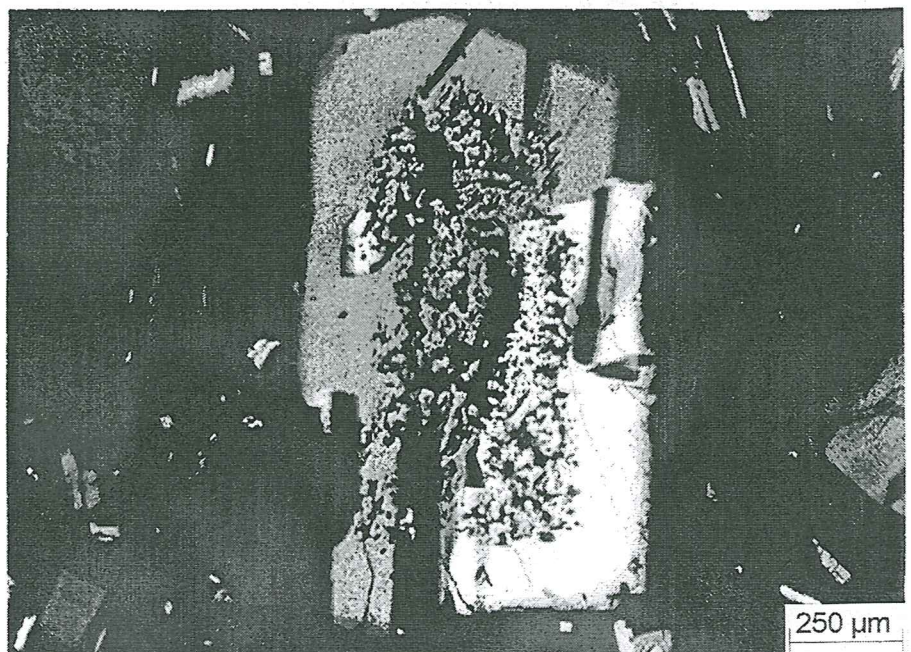
**B**

**Plagioclase  
"rectangulaire"**



**C**

**Plagioclase  
"coeur trouble"**





### \* Analyses des compositions

- Les analyses ponctuelles des plagioclases à la microsonde électronique donnent un large éventail de composition :  $An_{50-90}$  (tableau II-2), mais ne sont pas facilement interprétables. Nous leur avons préféré des profils analytiques de ~100-200 points d'analyses et cartographies correspondantes en  $CaO$ ,  $Na_2O$ ,  $Al_2O_3$  et  $K_2O$ . Les cartographies en  $CaO$  s'avèrent les plus intéressantes (planche II-2 A/D).

- Chacune des 3 catégories de plagioclase a un type de profil particulier :

1) Les plagioclases "pétaloïdes", aux zones d'accroissement visibles, ont un profil sans importantes ruptures de pente, mais néanmoins en "dents de scie" dans un intervalle de 30 % d'anorthite.

2) Les plagioclases "coeur trouble", au coeur criblé d'inclusions cristallisées très brunes, ont un profil analytique très enrichi en anorthite au centre (jusqu'à  $An_{90}$ ) et ne variant pas plus de ~10 % d'anorthite en moyenne. Le passage de ces compositions de coeur à celles des bordures à environ  $An_{55}$  se fait par une forte rupture de pente.

3) Les plagioclases "rectangulaires", aux zonages plutôt apparents en bordure du minéral, ont également un coeur très enrichi en anorthite (jusqu'à  $An_{90}$ ), variant très peu en composition chimique. Le passage de ces compositions de coeur à celles des bordures à environ  $An_{55}$  se fait également par une forte rupture de pente.

### \* Interprétation

- La large gamme de compositions de phénocristaux de plagioclases traduit une certaine variabilité de leurs conditions de cristallisation. Si l'on exclut le cas des coeurs des plagioclases calciques, les variations de composition des types "pétaloïdes", et des bordures des types "rectangulaires" et "coeur trouble" impliquent des changements des conditions de cristallisation dans la chambre magmatique. A part la  $fO_2$ , dont l'effet sur les compositions de plagioclases expérimentaux est petit (voir chapitre III-3b), des différences de température, de teneur en eau et de pression pourraient expliquer les variations et les zonages de croissance observés. De petites différences de compositions chimiques des magmas et des effets cinétiques peuvent également jouer un rôle, ces derniers surtout dans l'hypothèse où les variations des paramètres pré-éruptifs seraient rapides (température par exemple). Soulignons toutefois encore l'absence de relation entre le type de zonation chimique analysé et le type éruptif.

- Parmi les données compositionnelles concernant les plagioclases, celle des bordures de phénocristaux est particulièrement critique, dans la mesure où on peut considérer cette bordure comme représentative de la composition du "dernier" plagioclase à cristalliser en équilibre avec le liquide silicaté interstitiel dans la chambre magmatique (voir également Gardner et al, 1995a). Dans un objectif de détermination des conditions pré-éruptives, régnant dans la chambre magmatique avant la remontée des magmas, il est donc important de comparer les compositions de ces bordures de plagioclases.

- Bien que le nombre de profils réalisés soit insuffisant, les bordures de plagioclases des produits du dôme de 1929 semblent avoir des compositions de  $An_{50}$  à  $An_{55}$ , quelque soit le type de plagioclase considéré. Celles des plagioclases des échantillons de la déferlante du 8 mai 1902 sont plutôt autour de  $An_{55}$ . Les bordures de plagioclases des produits de l'éruption P1 (déferlante ou retombée plinienne) varient entre  $An_{55}$  et  $An_{60}$ . Ces données obtenues à partir des profils analytiques peuvent être corroborées par les analyses ponctuelles des bordures de plagioclases présentées dans le tableau II-2. On peut donc noter de faibles variations des compositions de bordures des phénocristaux de plagioclase d'un type éruptif à l'autre.

- Les coeurs des plagioclases "rectangulaires" et "coeur trouble" présentent des caractéristiques chimiques (compositions très calciques, jusqu'à  $> An_{90}$ , contraste chimique net avec leur bordures) qui les rapprochent de celles des plagioclases calciques classiquement



**Tableau II-2 : ANALYSES DES PLAGIOCLASES NATURELS (Montagne Pelée)**

	<div> <div>DOME 1929</div> <div> <div>nD97</div> <div>nD104</div> <div>nD116</div> <div>nE152</div> <div>nE156</div> <div>nE159</div> <div>nE161</div> <div>nI5</div> <div>nI71</div> <div>nI74</div> </div> </div>									
SiO2	48.631	52.767	46.019	55.084	54.786	55.276	52.422	54.788	50.882	51.674
FeO	0.763	0.389	0.517	0.390	0.315	0.473	1.247	0.169	0.540	0.371
Na2O	2.575	4.051	1.080	5.103	5.261	4.555	4.130	4.731	3.436	3.526
K2O		0.040	0.028	0.163	0.170	0.476	0.169	0.048	0.005	0.072
Al2O3	32.234	30.409	35.114	28.089	28.450	27.533	29.425	29.457	31.376	31.070
MnO	0.146				0.094			0.116	0.019	
MgO	0.090	0.033	0.070			0.055	0.013	0.003	0.096	0.015
CaO	16.208	12.979	18.804	10.529	10.550	10.059	12.303	11.620	14.353	13.901
TiO2	0.065		0.058		0.025	0.083			0.077	
total	100.71	100.67	101.69	99.357	99.651	98.510	99.709	100.93	100.78	100.63
#Si+4	2.235	2.383	2.100	2.502	2.485	2.531	2.408	2.452	2.314	2.340
#Na+1	0.229	0.355	0.096	0.449	0.463	0.404	0.368	0.411	0.303	0.310
#K+1		0.002	0.002	0.009	0.010	0.028	0.010	0.003	0.000	0.005
#Al+3	1.746	1.618	1.888	1.503	1.521	1.486	1.593	1.554	1.681	1.658
#Ca+2	0.798	0.628	0.919	0.512	0.513	0.493	0.606	0.557	0.699	0.675
#TOTAL	5.007	4.986	5.005	4.976	4.991	4.942	4.984	4.997	4.997	4.988
#O 2	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
An%	77.673	63.758	90.443	52.756	52.040	53.312	61.583	57.381	69.749	68.190
Or%		0.233	0.159	0.970	0.998	3.003	1.005	0.340	0.035	0.507
Ab%	22.327	36.009	9.398	46.274	46.963	43.685	37.412	42.279	30.216	31.303
	<div> <div>NUEE 1929</div> <div> <div>nI77</div> <div>nE2</div> <div>nE32</div> <div>nE37</div> <div>nE46</div> <div>nE56</div> <div>nE60</div> <div>DEFERLANTE P1</div> <div>nD34</div> </div> </div>									
SiO2	54.346		54.234	54.844	52.632	54.217	53.404	55.710		50.548
FeO	0.511		0.072	0.524	0.556	0.378	0.533	0.488		0.316
Na2O	4.795		4.876	5.311	4.345	5.242	4.483	5.440		2.878
K2O	0.102		0.096	0.118	0.055	0.106	0.018	0.048		0.040
Al2O3	29.051		28.748	28.353	29.818	28.792	29.328	27.681		31.458
MnO	0.050		0.181	0.123	0.190					0.032
MgO	0.033				0.003	0.041	0.061	0.030		0.025
CaO	11.643		11.343	10.662	12.352	11.175	12.269	10.248		14.304
TiO2			0.028	0.040	0.070		0.033			
total	100.53		99.579	99.974	100.02	99.952	100.13	99.645		99.601
#Si+4	2.453		2.462	2.486	2.400	2.458	2.425	2.523		2.313
#Na+1	0.420		0.429	0.467	0.384	0.461	0.395	0.478		0.255
#K+1	0.007		0.006	0.007	0.003	0.006	0.001	0.003		0.002
#Al+3	1.545		1.538	1.515	1.602	1.538	1.570	1.478		1.696
#Ca+2	0.563		0.552	0.518	0.603	0.543	0.597	0.497		0.701
#TOTAL	4.988		4.986	4.993	4.993	5.006	4.988	4.978		4.968
#O 2	8.000		8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000		8.000
An%	56.889		55.930	52.230	60.908	53.758	60.132	50.857		73.131
Or%	0.715		0.566	0.689	0.325	0.607	0.105	0.285		0.242
Ab%	42.396		43.504	47.082	38.767	45.634	39.762	48.859		26.627
	<div> <div>nD47</div> <div>nE127</div> <div>nE143</div> <div>nA35c</div> <div>nA40c</div> <div>nA48c</div> <div>nD45c</div> <div>nD55c</div> <div>nI120</div> <div>nI131</div> </div>									
SiO2	53.667	51.840	50.657	48.250	53.200	48.110	54.570	54.365	51.201	53.372
FeO	0.360	0.538	0.473	0.250	0.370	0.360	0.436		0.423	0.508
Na2O	4.132	3.835	3.346	1.990	4.120	1.860	4.729	4.727	3.259	4.609
K2O	0.114	0.054	0.027	0.030	0.070		0.166	0.133	0.070	0.079
Al2O3	29.436	30.698	30.982	33.570	30.010	33.490	28.665	29.247	31.324	29.343
MnO		0.040	0.159		0.010		0.026			
MgO	0.041	0.002	0.063	0.010	0.010	0.090	0.028	0.032	0.012	0.033
CaO	11.185	13.236	13.590	16.180	12.270	16.540	10.820	11.087	14.112	12.356
TiO2		0.037				0.050	0.033	0.055		0.042
total	98.936	100.28	99.297	100.28	100.06	100.50	99.474	99.645	100.40	100.34
#Si+4	2.447	2.358	2.330	2.204	2.409	2.200	2.479	2.457	2.326	2.421
#Na+1	0.365	0.338	0.298	0.176	0.362	0.165	0.417	0.414	0.287	0.405
#K+1	0.007	0.003	0.002	0.002	0.004		0.010	0.008	0.005	0.006
#Al+3	1.582	1.646	1.680	1.807	1.602	1.805	1.535	1.558	1.677	1.569
#Ca+2	0.546	0.645	0.670	0.792	0.595	0.810	0.527	0.537	0.687	0.600
#TOTAL	4.948	4.990	4.980	4.981	4.973	4.980	4.967	4.974	4.982	5.000
#O 2	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
An%	59.502	65.394	69.070	81.648	61.941	83.091	55.274	55.997	70.172	59.378
Or%	0.725	0.319	0.160	0.180	0.421		1.011	0.797	0.499	0.545
Ab%	39.773	34.287	30.770	18.172	37.638	16.909	43.715	43.206	29.329	40.078

	nI132	nI142	nA36b	nA38b	nA49b	nD46b	nD57b	nD62b	nE106	nE109
SiO2	53.212	50.304	54.030	54.130	55.440	52.929	53.351	50.978	55.126	53.261
FeO	0.475	0.436	0.490	0.400	0.240	0.515	0.371	0.426	0.259	0.208
Na2O	4.307	3.764	4.540	4.510	5.090	4.025	4.154	3.285	5.047	4.725
K2O	0.078	0.021	0.100	0.090	0.140	0.096	0.140	0.095	0.082	0.088
Al2O3	29.814	30.849	29.560	29.340	28.520	29.695	29.540	31.367	28.036	28.956
MnO					0.030		0.090	0.221	0.058	0.074
MgO	0.045	0.017	0.050	0.040	0.050	0.058	0.038	0.033	0.028	
CaO	12.430	14.379	11.920	11.650	10.920	11.836	11.613	13.200	11.310	11.955
TiO2		0.045	0.040	0.010				0.075	0.025	
total	100.36	99.815	100.73	100.17	100.43	99.154	99.297	99.680	99.970	99.266
#Si+4	2.409	2.310	2.434	2.446	2.491	2.420	2.432	2.333	2.493	2.433
#Na+1	0.378	0.335	0.397	0.395	0.443	0.357	0.367	0.292	0.443	0.418
#K+1	0.005	0.001	0.006	0.005	0.008	0.006	0.008	0.006	0.005	0.005
#Al+3	1.591	1.670	1.570	1.563	1.510	1.600	1.587	1.692	1.494	1.559
#Ca+2	0.603	0.707	0.575	0.564	0.526	0.580	0.567	0.647	0.548	0.585
#TOTAL	4.987	5.024	4.982	4.973	4.979	4.962	4.962	4.969	4.983	5.000
#O 2	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
An%	61.125	67.763	58.850	58.488	53.799	61.535	60.180	68.543	55.062	58.006
Or%	0.550	0.142	0.588	0.538	0.821	0.597	0.862	0.588	0.475	0.508
Ab%	38.325	32.095	40.562	40.974	45.380	37.869	38.958	30.869	44.464	41.485

RETOMBEE P1										
	nE114	pD3	pD13	pD16	pE87	pE88	pE92	pE95	pA8c	
SiO2	54.104	50.086	51.943	53.077	53.064	52.991	52.949	53.652	55.350	
FeO	0.503	0.498	0.453	0.287	0.363	0.068	0.619	0.336	0.360	
Na2O	4.770	2.943	4.133	4.656	4.088	4.198	4.420	4.619	5.260	
K2O	0.104	0.010	0.111	0.049	0.054	0.080	0.123	0.040	0.080	
Al2O3	28.965	31.505	29.666	29.018	29.561	29.897	29.529	29.092	28.770	
MnO	0.034	0.028	0.105	0.121			0.192		0.010	
MgO	0.017		0.048		0.038	0.061	0.081	0.035		
CaO	11.668	15.227	12.717	11.949	12.871	12.517	12.365	11.992	10.860	
TiO2		0.053		0.070	0.025			0.082		
total	100.16	100.35	99.176	99.228	100.06	99.812	100.28	99.848	100.69	
#Si+4	2.451	2.289	2.388	2.429	2.410	2.404	2.411	2.438	2.483	
#Na+1	0.419	0.261	0.368	0.413	0.360	0.369	0.390	0.407	0.457	
#K+1	0.006	0.001	0.006	0.003	0.003	0.005	0.007	0.002	0.005	
#Al+3	1.546	1.697	1.607	1.565	1.582	1.598	1.584	1.558	1.521	
#Ca+2	0.566	0.746	0.626	0.586	0.626	0.608	0.603	0.584	0.522	
#TOTAL	4.988	4.993	4.996	4.996	4.981	4.984	4.996	4.988	4.988	
#O 2	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	
An%	57.128	74.049	62.560	58.478	63.298	61.942	60.287	58.788	53.043	
Or%	0.604	0.056	0.649	0.288	0.317	0.468	0.713	0.232	0.465	
Ab%	42.268	25.895	36.791	41.234	36.384	37.590	38.999	40.980	46.492	
	pA20c	pA23c	pA25c	pA26c	pD18c	pD20c	pE77c	pI97	pI99	pA7b
SiO2	53.770	54.350	54.130	56.640	45.643	53.524	45.748	54.055	54.144	51.980
FeO	0.340	0.200	0.390	0.330	0.223	0.351	0.508	0.324	0.346	0.520
Na2O	4.340	4.500	4.490	5.590	1.477	5.004	1.082	4.739	4.702	3.790
K2O	0.040	0.100	0.070	0.090	0.019	0.076		0.064	0.082	0.050
Al2O3	29.970	29.590	29.380	27.940	34.158	28.234	34.640	29.262	29.404	30.860
MnO				0.080			0.043		0.035	
MgO	0.030	0.050	0.020		0.002	0.053	0.085	0.027	0.007	0.020
CaO	12.040	11.600	11.730	10.290	17.704	10.869	17.995	12.060	12.069	13.500
TiO2		0.010		0.030	0.028		0.017	0.003		0.050
total	100.53	100.40	100.21	100.99	99.254	98.111	100.12	100.53	100.79	100.77
#Si+4	2.421	2.445	2.444	2.529	2.122	2.468	2.115	2.438	2.436	2.354
#Na+1	0.379	0.392	0.393	0.484	0.133	0.447	0.097	0.414	0.410	0.333
#K+1	0.002	0.006	0.004	0.005	0.001	0.004		0.004	0.006	0.003
#Al+3	1.591	1.569	1.564	1.470	1.872	1.534	1.887	1.555	1.559	1.647
#Ca+2	0.581	0.559	0.568	0.492	0.882	0.537	0.891	0.583	0.582	0.655
#TOTAL	4.974	4.970	4.972	4.980	5.010	4.991	4.990	4.994	4.992	4.991
#O 2	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
An%	60.377	58.402	58.831	50.163	86.782	54.306	90.183	58.180	58.319	66.118
Or%	0.239	0.599	0.418	0.522	0.112	0.451		0.443	0.568	0.292
Ab%	39.384	40.999	40.751	49.314	13.105	45.242	9.817	41.377	41.112	33.590



**Planche II-2 : Profils analytiques et cartographies de phénocristaux de plagioclases naturels :**

A : plagioclase "coeur trouble" du dôme de 1929.

1) cartographie en CaO ; 2) profil analytique

B : plagioclase "rectangulaire" de la déferlante de P1

1) cartographie en CaO ; 2) profil analytique

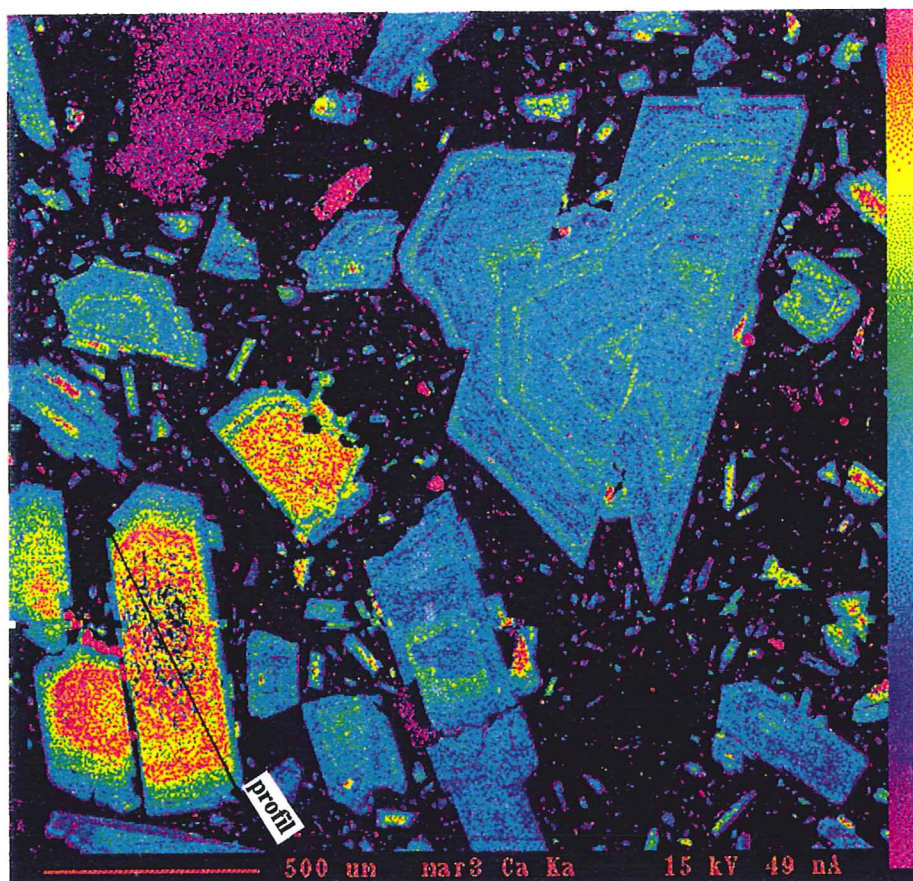
C : plagioclase "rectangulaire" de la déferlante du 8 mai 1902

1) cartographie en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ; 2) profil analytique

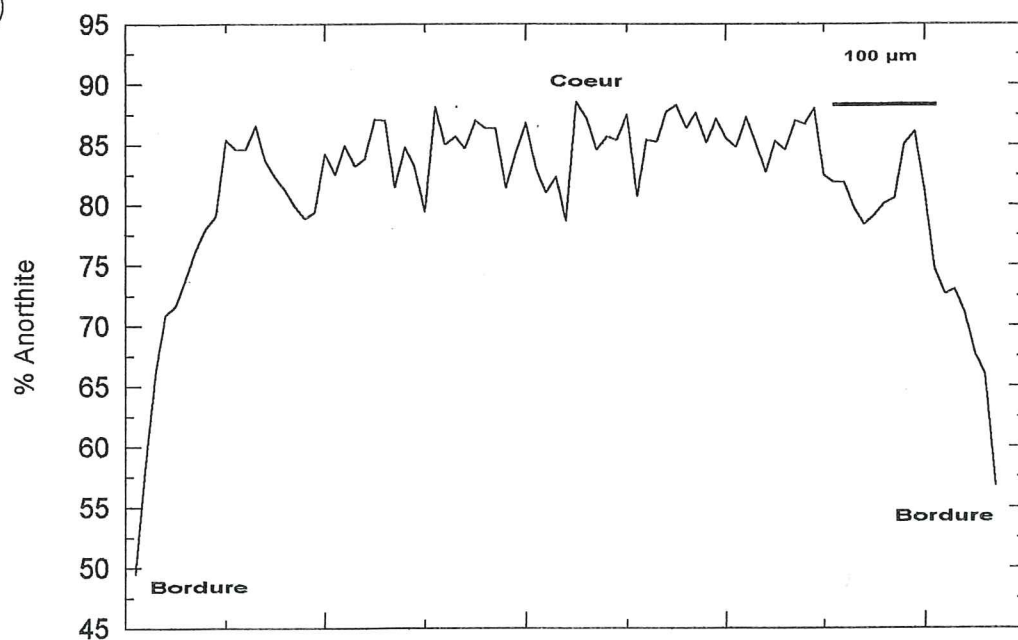
D : plagioclase "pétaloïde" du dôme de 1929

1) cartographie en CaO ; 2) profil analytique

1



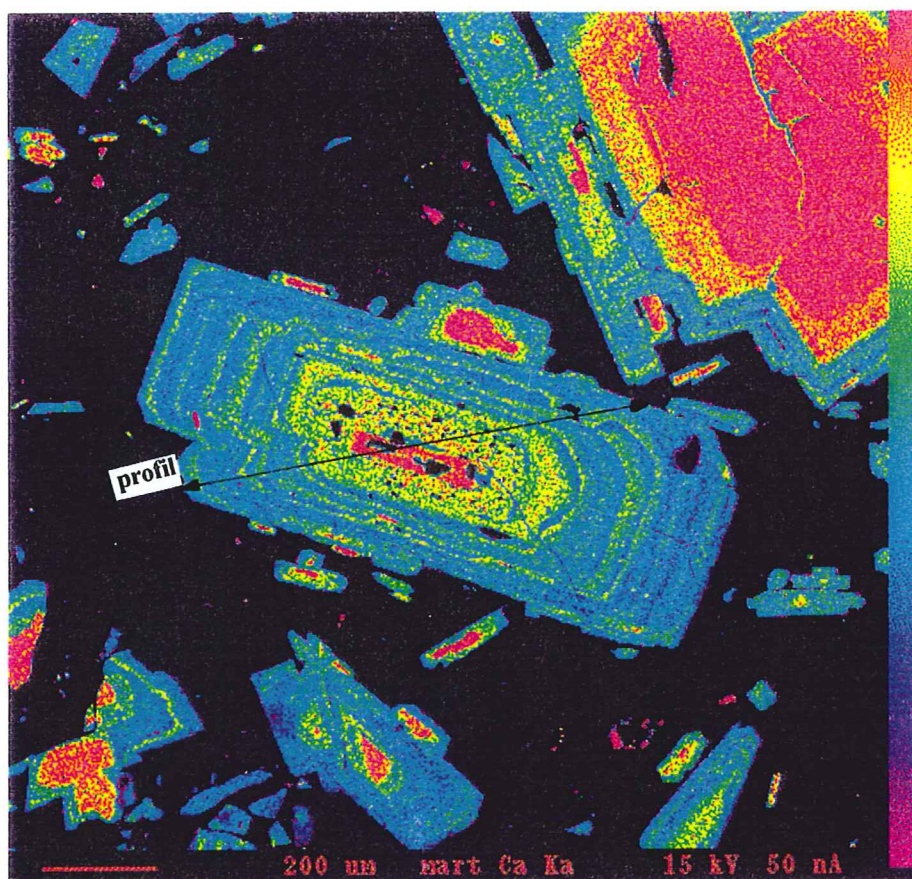
2



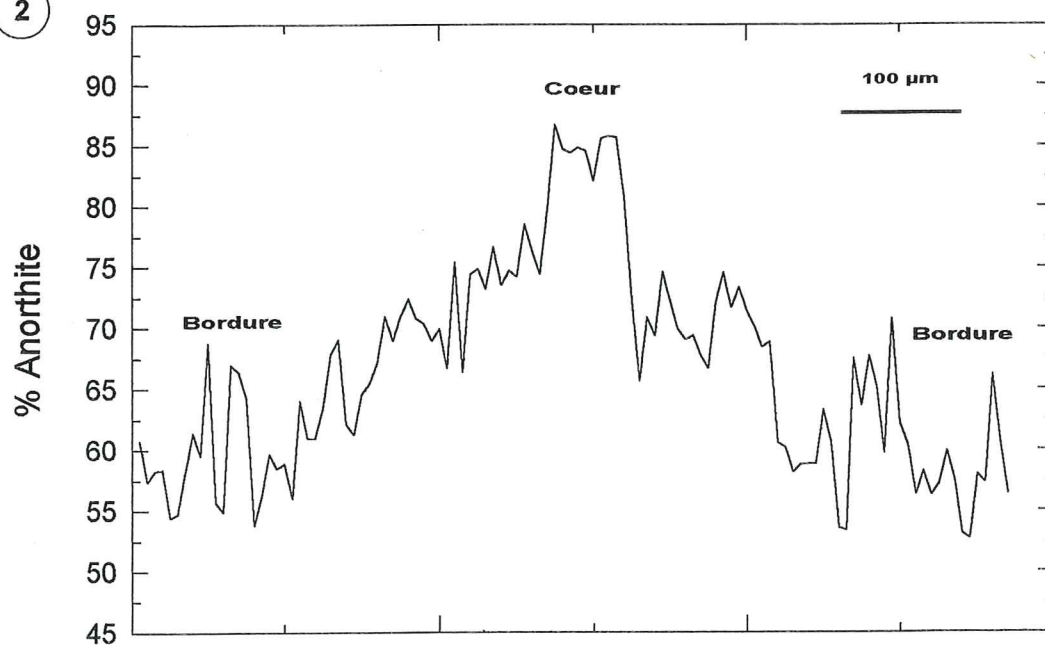




1



2

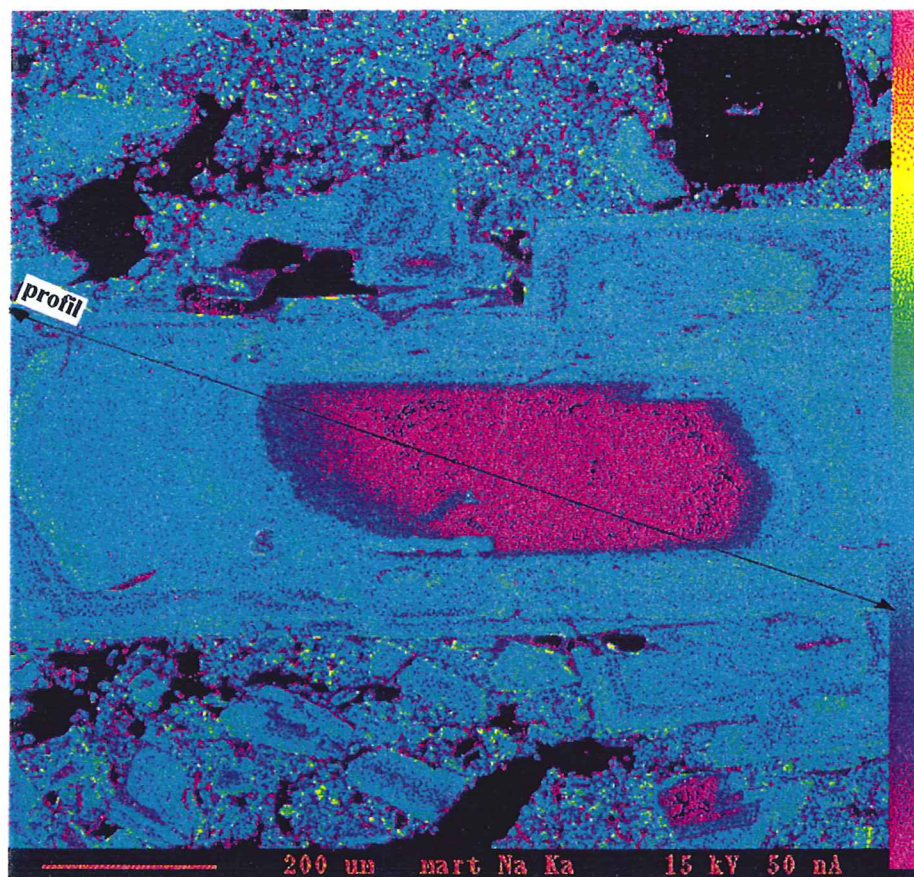


B : Plagioclase "rectangulaire" de la déferlante de P1. 1) Cartographie en CaO  
2) Profil analytique

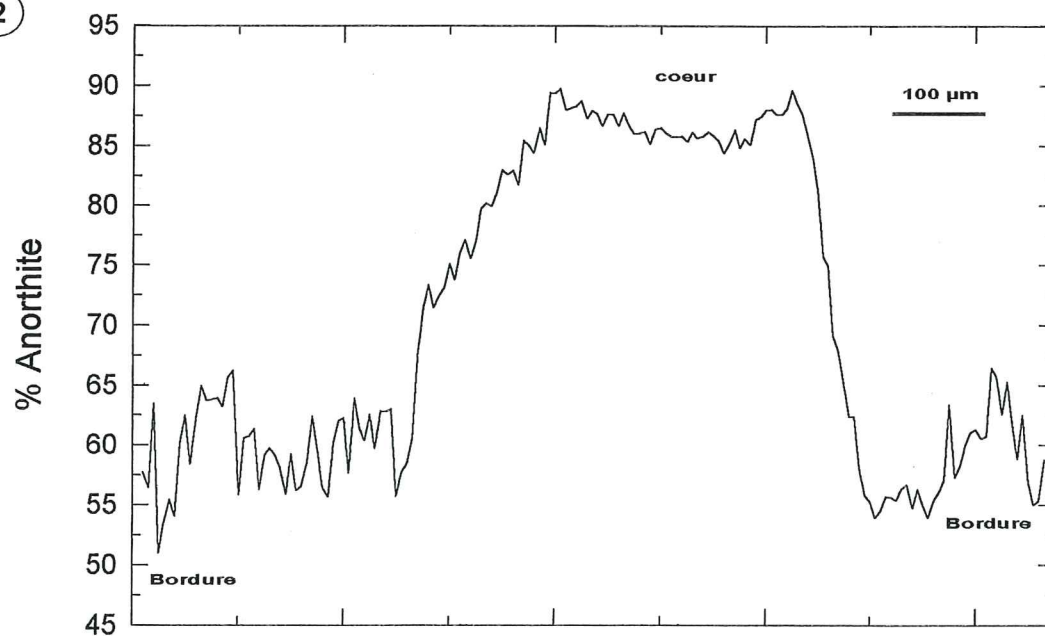




1



2

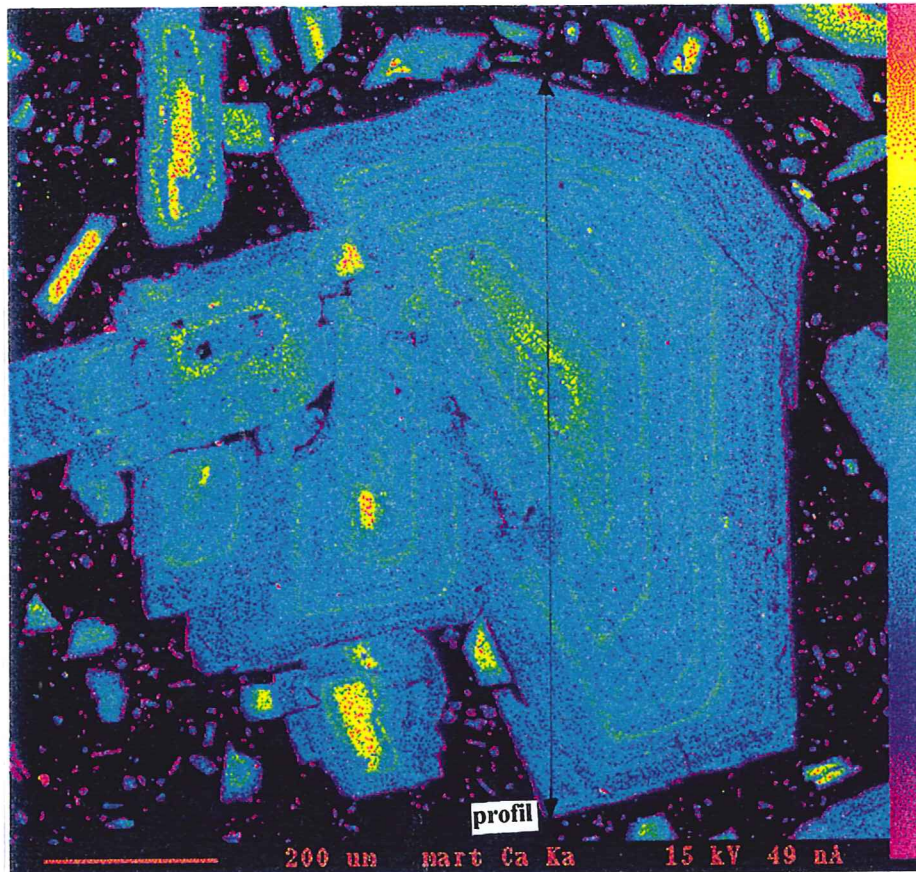


C : Plagioclase "rectangulaire" de la déferlante du 8 mai 1902. 1) Cartographie en Na<sub>2</sub>O  
2) Profil analytique

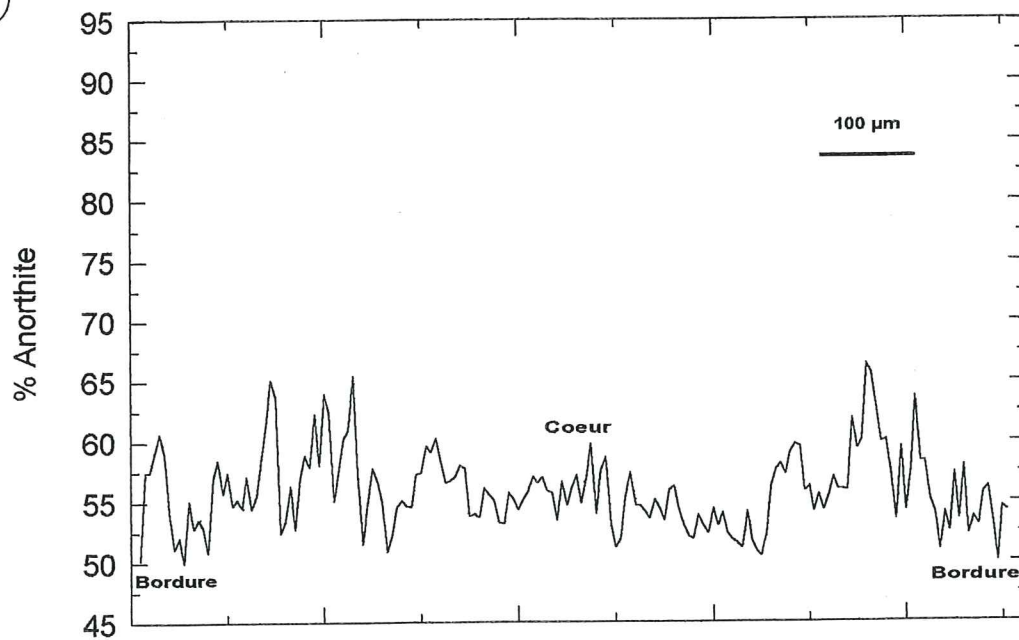




1



2



D : Plagioclase "pétaloïde" du dôme de 1929. 1) Cartographie en CaO  
2) Profil analytique





reconnus dans les magmas d'arc et dont l'origine a fait l'objet de nombreuses discussions (Arculus et Wills, 1980). Sans souhaiter ici reprendre le débat, il est clair que la forte rupture de pente des profils analytiques entre les coeurs et les bordures des plagioclases indique une brusque variation des conditions de cristallisation, les coeurs de plagioclases calciques se trouvant placés brutalement dans des conditions appropriées pour la cristallisation de compositions plus albitiques ( $An_{50-70}$ ).

### \* Conclusion

La composition des bordures des phénocristaux de plagioclases ne varie pas de plus de 30 % d'anorthite. Immédiatement avant la remontée des magmas dans le conduit, les plagioclases ont des compositions de  $An_{50}$  à  $An_{60}$ , mais avec de faibles différences entre ceux du dôme de 1929 et ceux de l'éruption P1 ou du 8 mai 1902. Les compositions des phases expérimentales en fonction des conditions d'expériences (voir chapitre suivant) permettront de déterminer quelles sont les conditions pré-éruptives (T, P,  $fO_2$ ,  $fH_2O$ ) que l'on peut attendre pour des compositions  $An_{50-60}$ , et les variations de ces conditions nécessaires pour expliquer les écarts de composition des bordures de plagioclases des produits du dôme de 1929 et de ceux l'éruption P1?

## II.3) b- Pyroxènes

### 1) Orthopyroxènes

- Quelque soit le type éruptif étudié, les orthopyroxènes naturels analysés sont des hypersthènes (tableau II-3). Ils ont des compositions  $En_{52-60}$ , exceptés ceux du dôme de 1929, qui sont en moyenne plus magnésiens, jusqu'à  $En_{65}$  (figure II-4). Gourgaud (1985) et Fichaut (1986) ont analysé des compositions  $En_{52-68}$  pour des orthopyroxènes du dôme et des nuées de 1902-1929.

- Bien que les orthopyroxènes ne révèlent pas de zonages optiques, nous avons réalisé des profils analytiques dans deux phénocristaux (120 et 175 points d'analyse) : figure II-5. Les profils montrent des variations de composition, mais dans des proportions moindres que les plagioclases. La figure II-5B révèle des variations de composition en "dents de scie", d'amplitude faible ( $\sim 2$  % d'enstatite) autour d'une valeur moyenne  $En_{53}$ . La figure II-5A traduit un zonage régulier, variant de moins de 2 % d'enstatite, mais dont la composition diminue progressivement de  $\sim En_{56}$  (cœur) à  $\sim En_{51}$  (bord).

### \* Interprétation

- Certains orthopyroxènes du dôme de 1929 sont bordés d'une auréole d'oxydation (figure II-6). Cette oxydation de bordure a pu sensiblement appauvrir en fer le cœur (site de l'analyse à la microsonde) du minéral. Toutefois, cette oxydation doit être un phénomène plus ou moins local, dans la mesure où tous les orthopyroxènes ne sont pas affectés.

- L'absence de rupture brutale de pente (parfois observée sur les profils de plagioclases) de ces deux profils d'orthopyroxènes peut suggérer :

\* que les diffusivités Fe-Mg au sein d'un orthopyroxène sont assez rapides pour rééquilibrer rapidement le minéral. Les diffusivités Fe-Mg sont environ de 2 ordres de grandeur supérieures à celles de NaSi-AlCa dans un plagioclase à  $900^\circ C$  (Tsuchiyama & Takahachi, 1985). Mais bien que plus rapides que pour un plagioclase, les vitesses de rééquilibration des orthopyroxènes par diffusion sont trop lentes pour rendre compte de l'homogénéité des compositions observées. Un calcul utilisant l'approximation  $x^2 = Dt$  ( $x$  = distance ;  $t$  = temps ;  $D$  = coefficient de diffusion tiré de Tsuchiyama & Takahachi, 1985) montre que 7 millions d'années sont nécessaires pour rééquilibrer Fe-Mg dans un orthopyroxène de 1 mm.

\* que les orthopyroxènes sont moins sensibles aux variations des conditions de pression, température, fugacité d'oxygène ou teneur en volatils que les plagioclases. Cette

**Tableau II-3 : ANALYSES DES ORTHOPYROXENES NATURELS (Montagne Pelée)**

	<div> DOME 1929  nD107 nE160 nD111c nI62 nI83 nI86 nI87 nI88 nD112b </div>								
SiO2	51.500	52.206	53.890	53.646	54.217	52.818	52.912	52.897	53.578
FeO	25.764	24.320	20.435	19.871	19.100	25.368	21.237	24.259	22.649
Na2O				0.016	0.046		0.027		
K2O		0.018		0.008					0.059
Al2O3	0.542	0.580	0.795	0.807	0.867	0.351	1.678	0.574	0.746
MnO	1.099	1.181	0.839	0.732	0.607	1.025	0.758	1.247	0.923
MgO	18.405	19.543	23.748	23.592	23.499	19.367	22.239	19.891	21.770
CaO	1.354	1.249	1.359	1.346	1.865	1.140	1.609	1.256	1.452
TiO2	0.187	0.122	0.097	0.057	0.095	0.083	0.204	0.177	0.042
total	98.852	99.220	101.16	100.08	100.30	100.15	100.66	100.30	101.22
#Si+4	1.989	1.992	1.973	1.980	1.990	2.000	1.959	1.994	1.982
#Fe+2	0.832	0.776	0.626	0.613	0.586	0.803	0.658	0.765	0.701
#Al+3	0.025	0.026	0.034	0.035	0.038	0.016	0.073	0.026	0.033
#Mn+2	0.036	0.038	0.026	0.023	0.019	0.033	0.024	0.040	0.029
#Mg+2	1.060	1.112	1.296	1.298	1.286	1.093	1.227	1.118	1.200
#Ca+2	0.056	0.051	0.053	0.053	0.073	0.046	0.064	0.051	0.058
#TOTAL	3.998	3.995	4.009	4.003	3.991	3.992	4.005	3.993	4.002
#O 2	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Wo%	2.825	2.584	2.663	2.678	3.734	2.342	3.236	2.572	2.896
Fs%	43.759	41.186	32.566	32.011	30.807	42.324	34.539	40.777	36.705
En%	53.416	56.230	64.771	65.311	65.459	55.334	62.225	56.651	60.399

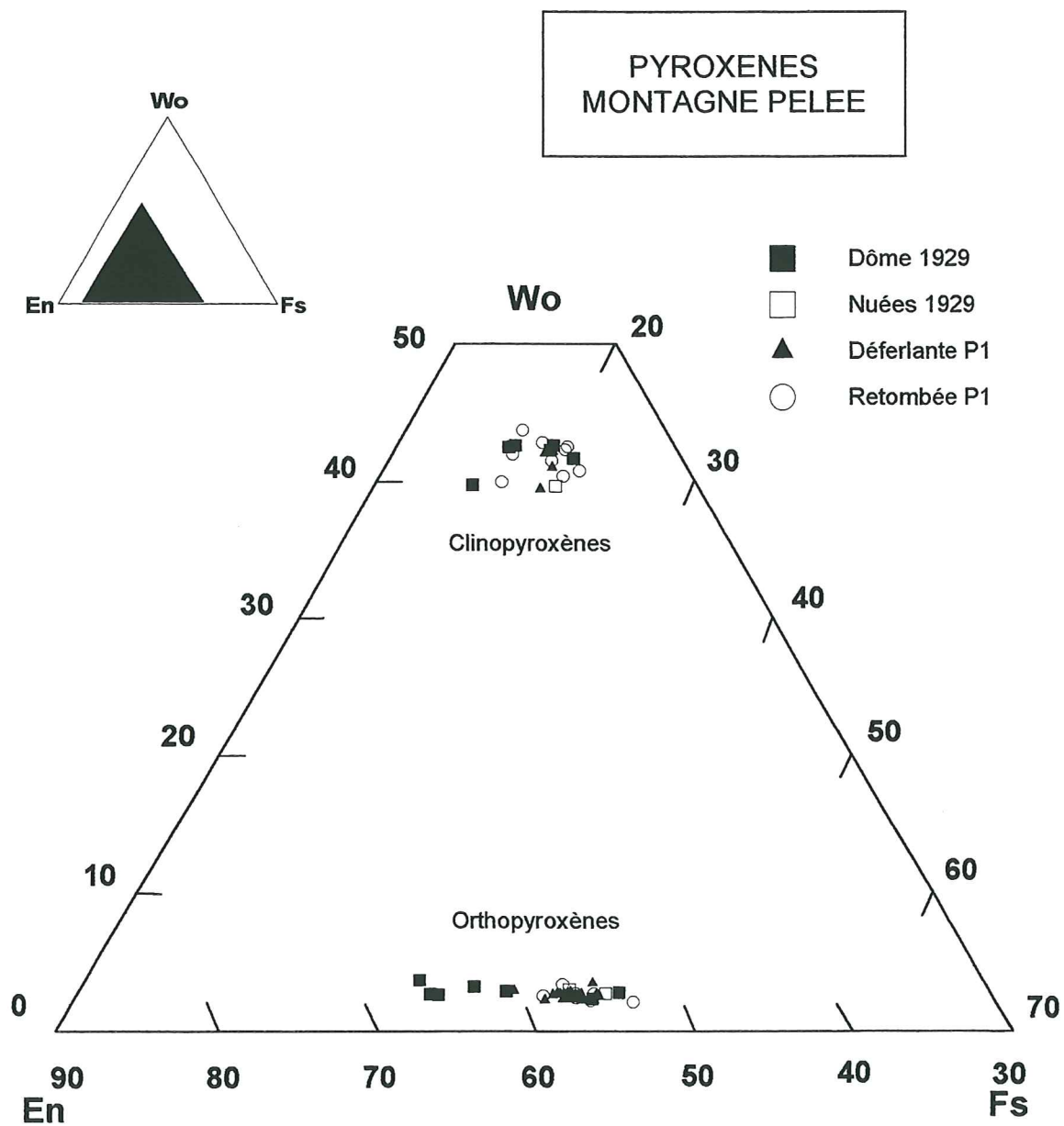
	<div> NUEES 1929  nE34 nE42 </div>		<div> DEFERLANTE P1  nD35 nD36 nD48 nE133 nE145 nE148 nA41c </div>						
SiO2	52.506	51.524	52.563	52.615	52.790	52.478	52.869	52.292	53.850
FeO	26.086	24.378	24.190	25.103	25.150	23.894	25.245	24.949	24.120
Na2O	0.055	0.067	0.051			0.008	0.015	0.013	0.040
K2O	0.001						0.011	0.025	0.010
Al2O3	0.529	0.684	0.525	0.586	0.363	0.756	0.905	0.418	0.720
MnO	0.989	0.996	1.446	0.971	1.276	1.067	0.744	1.179	0.960
MgO	19.229	19.843	19.732	20.384	19.894	20.702	20.574	19.244	20.220
CaO	1.343	1.497	1.221	1.349	1.171	1.129	1.188	1.720	1.330
TiO2	0.247	0.157	0.113	0.125	0.107	0.125		0.047	0.080
total	100.99	99.145	99.843	101.13	100.75	100.16	101.55	99.886	101.33
#Si+4	1.985	1.973	1.993	1.974	1.989	1.977	1.970	1.989	2.000
#Fe+2	0.825	0.781	0.767	0.788	0.792	0.753	0.787	0.794	0.749
#Al+3	0.024	0.031	0.023	0.026	0.016	0.034	0.040	0.019	0.032
#Mn+2	0.032	0.032	0.046	0.031	0.041	0.034	0.023	0.038	0.030
#Mg+2	1.084	1.133	1.115	1.140	1.117	1.163	1.143	1.091	1.120
#Ca+2	0.054	0.061	0.050	0.054	0.047	0.046	0.047	0.070	0.053
#TOTAL	4.003	4.011	3.995	4.013	4.003	4.006	4.010	4.001	3.984
#O 2	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Wo%	2.728	3.060	2.508	2.694	2.366	2.284	2.371	3.516	2.712
Fs%	42.937	40.504	41.117	40.665	41.702	39.439	40.498	41.728	39.930
En%	54.335	56.436	56.374	56.641	55.931	58.277	57.131	54.756	57.358



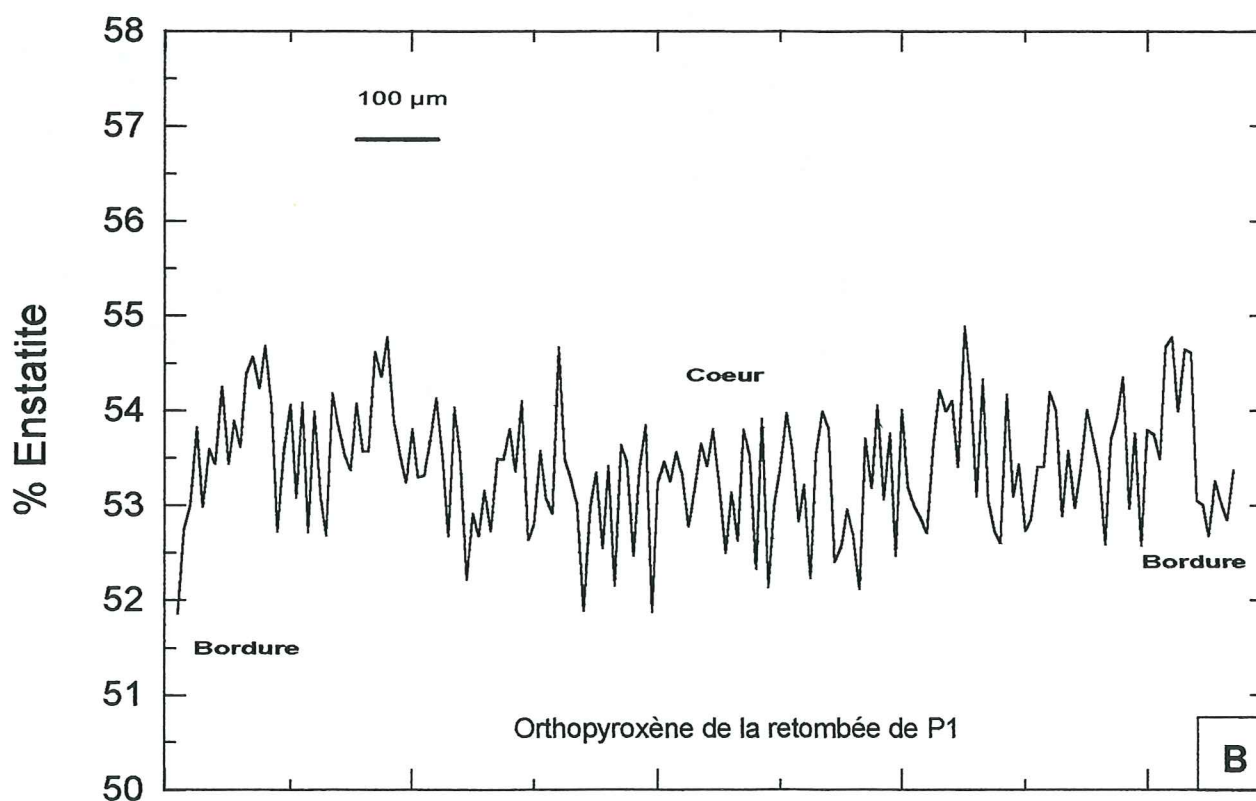
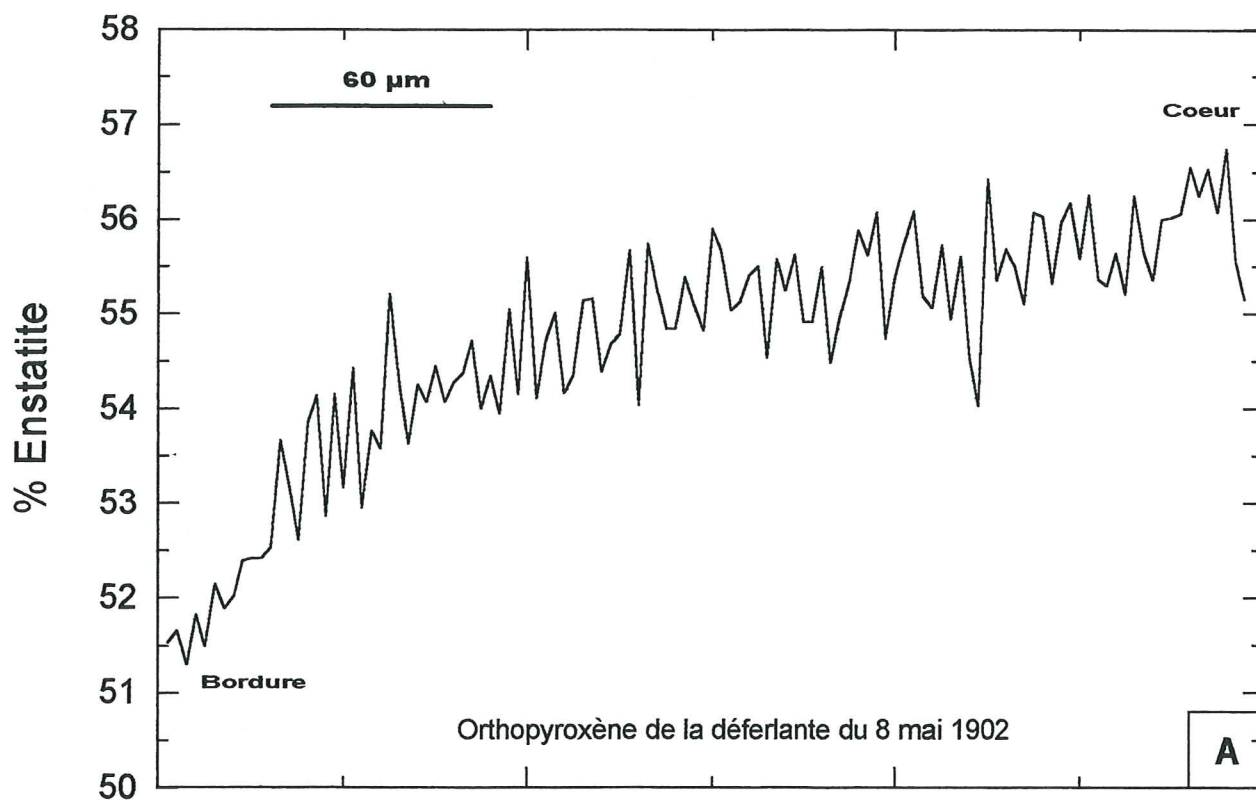
	<i>nA42c</i>	<i>nA56c</i>	<i>nD63c</i>	<i>nA55b</i>	<i>nI128</i>	<i>nI134</i>	<i>nI135</i>	<i>nI136</i>	<i>nI137</i>	<i>nI138</i>
SiO2	53.370	53.130	52.501	53.680	52.195	52.024	52.452	52.882	51.691	52.867
FeO	24.150	25.350	25.551	24.730	25.125	23.846	24.897	22.813	24.387	24.329
Na2O	0.010	0.020		0.070	0.038	0.009		0.055	0.042	
K2O	0.020	0.010		0.010				0.005	0.006	0.011
Al2O3	0.730	0.530	0.393	0.490	0.809	1.077	0.633	0.782	2.364	0.729
MnO	0.810	1.130	1.175	1.110	1.109	1.187	1.050	0.959	0.986	1.081
MgO	20.340	19.280	19.516	19.990	19.374	19.503	19.730	21.511	19.931	20.292
CaO	1.300	1.290	1.136	1.230	1.087	1.375	1.296	1.475	1.252	1.318
TiO2	0.110	0.060	0.012	0.120	0.102	0.105	0.058	0.125	0.133	0.172
total	100.84	100.80	100.28	101.43	99.839	99.127	100.12	100.61	100.79	100.80
#Si+4	1.994	1.999	1.989	2.001	1.984	1.983	1.985	1.975	1.940	1.983
#Fe+2	0.754	0.798	0.810	0.771	0.799	0.760	0.788	0.712	0.766	0.763
#Al+3	0.032	0.024	0.018	0.022	0.036	0.048	0.028	0.034	0.105	0.032
#Mn+2	0.026	0.036	0.038	0.035	0.036	0.038	0.034	0.030	0.031	0.034
#Mg+2	1.133	1.081	1.102	1.111	1.098	1.108	1.113	1.197	1.115	1.135
#Ca+2	0.052	0.052	0.046	0.049	0.044	0.056	0.053	0.059	0.050	0.053
#TOTAL	3.990	3.989	4.002	3.988	3.997	3.993	4.001	4.008	4.007	4.001
#O 2	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Wo%	2.648	2.644	2.311	2.499	2.240	2.862	2.644	2.951	2.566	2.668
Fs%	39.702	42.381	42.455	40.997	42.216	40.678	41.344	37.152	40.605	40.173
En%	57.649	54.976	55.234	56.505	55.544	56.460	56.012	59.896	56.829	57.159

	<i>nI144</i>	<i>nD64b</i>	<i>nD146</i>	<i>nD147</i>	<i>nE116</i>	<i>nE119</i>	RETOMBEE P1		
							<i>pD30</i>	<i>pE69</i>	<i>pA29c</i>
SiO2	52.602	52.548	53.317	52.700	52.405	52.623	52.253	51.686	52.900
FeO	24.336	24.683	25.047	25.811	24.860	25.903	24.838	27.176	24.910
Na2O	0.003	0.003		0.034		0.049	0.147		0.010
K2O	0.002	0.018		0.011			0.022		0.010
Al2O3	0.537	0.697	0.504	1.009	0.831	0.665	0.489	0.856	0.740
MnO	0.980	0.722	1.145	1.260	1.143	0.954	1.117	1.103	1.130
MgO	19.934	20.112	19.831	19.541	20.004	20.203	19.956	18.661	19.970
CaO	1.249	1.322	1.335	1.265	1.201	1.132	1.349	1.045	1.200
TiO2	0.117	0.167	0.060	0.128	0.083	0.172	0.053	0.117	0.150
total	99.760	100.27	101.24	101.76	100.53	101.70	100.22	100.64	101.02
#Si+4	1.993	1.983	1.994	1.972	1.976	1.971	1.981	1.969	1.984
#Fe+2	0.771	0.779	0.783	0.808	0.784	0.811	0.787	0.866	0.781
#Al+3	0.024	0.031	0.022	0.045	0.037	0.029	0.022	0.038	0.033
#Mn+2	0.031	0.023	0.036	0.040	0.036	0.030	0.036	0.036	0.036
#Mg+2	1.126	1.132	1.106	1.090	1.124	1.128	1.128	1.060	1.117
#Ca+2	0.051	0.053	0.053	0.051	0.048	0.045	0.055	0.043	0.048
#TOTAL	3.995	4.001	3.995	4.005	4.006	4.015	4.008	4.012	3.999
#O 2	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Wo%	2.563	2.691	2.703	2.550	2.433	2.254	2.731	2.129	2.433
Fs%	40.550	40.366	41.422	42.629	41.158	41.767	41.045	44.983	41.232
En%	56.888	56.944	55.875	54.821	56.409	55.979	56.224	52.888	56.335

	<i>pB27c</i>	<i>pI103</i>	<i>pI106</i>	<i>pI112</i>	<i>pI114</i>
SiO2	52.200	52.339	52.067	52.046	52.416
FeO	25.720	23.979	24.451	23.521	24.210
Na2O	0.020	0.140	0.016	0.061	0.069
K2O			0.022		
Al2O3	0.780	1.464	0.546	0.586	0.952
MnO	1.160	1.011	1.268	1.070	0.998
MgO	19.820	19.898	18.858	20.539	19.674
CaO	1.110	1.672	1.308	1.248	1.261
TiO2	0.150	0.163	0.137	0.098	0.198
total	100.96	100.67	98.673	99.169	99.778
#Si+4	1.970	1.967	2.001	1.981	1.987
#Fe+2	0.812	0.754	0.786	0.749	0.767
#Al+3	0.035	0.065	0.025	0.026	0.043
#Mn+2	0.037	0.032	0.041	0.035	0.032
#Mg+2	1.115	1.115	1.080	1.165	1.112
#Ca+2	0.045	0.067	0.054	0.051	0.051
#TOTAL	4.013	4.000	3.987	4.006	3.992
#O 2	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Wo%	2.234	3.421	2.746	2.545	2.609
Fs%	42.256	39.931	42.170	39.169	40.741
En%	55.510	56.647	55.084	58.286	56.650



**Figure II-4 :** Représentation des phénocristaux de pyroxènes naturels dans un diagramme Wollastonite-Enstatite-Ferrosilite



**Figure II-5 :** Profils analytiques de phénocristaux d'orthopyroxènes.

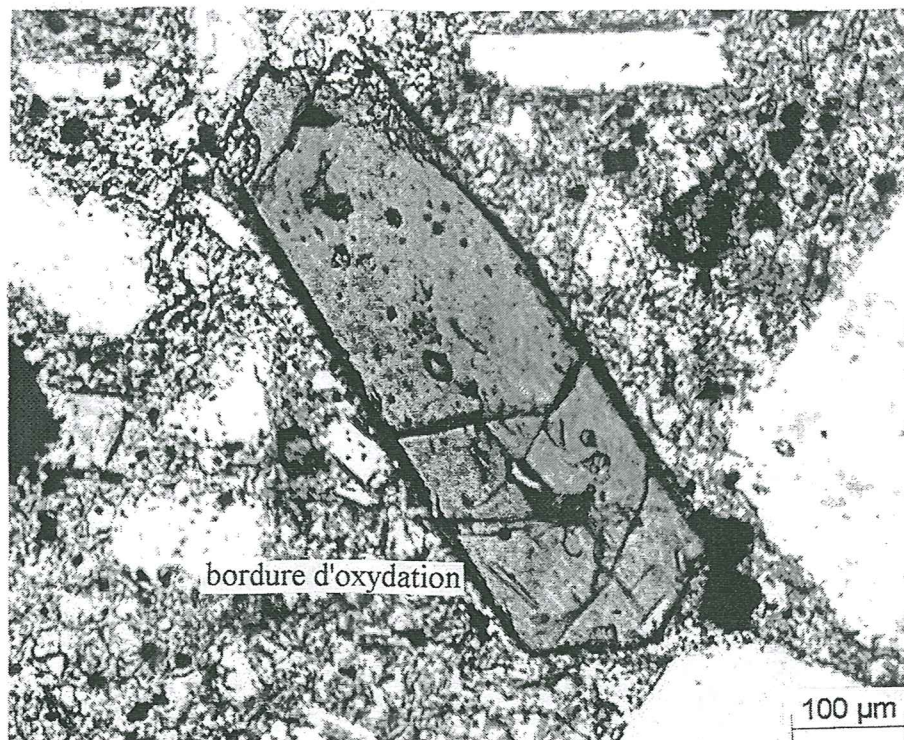
A) Orthopyroxène de la déferlante du 8 mai 1902

B) Orthopyroxène de la retombée de P1



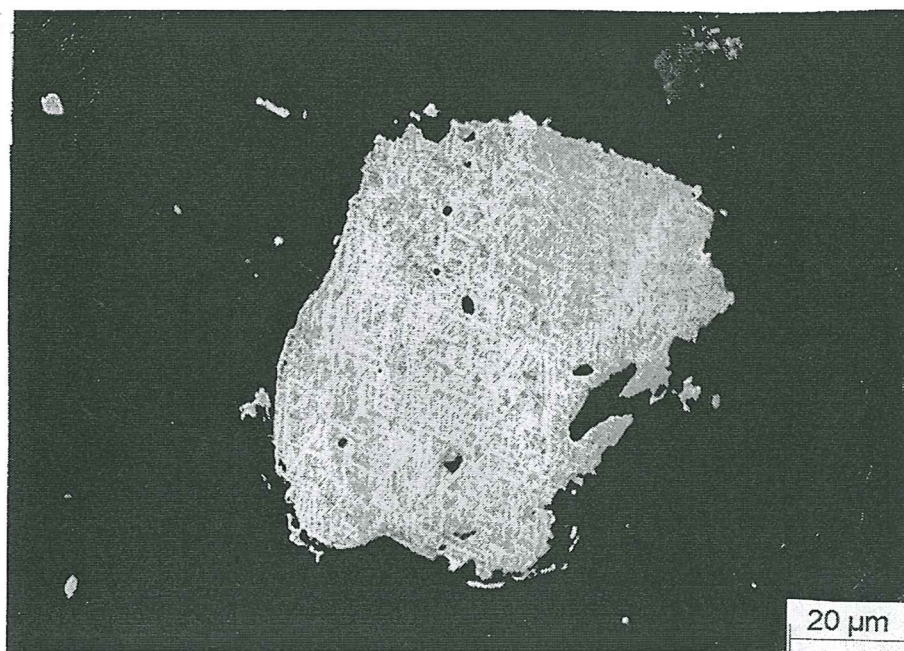
**Figure II-6 :**

Photo des orthopyroxènes naturels du dôme de 1929, bordés d'une auréole d'oxydation



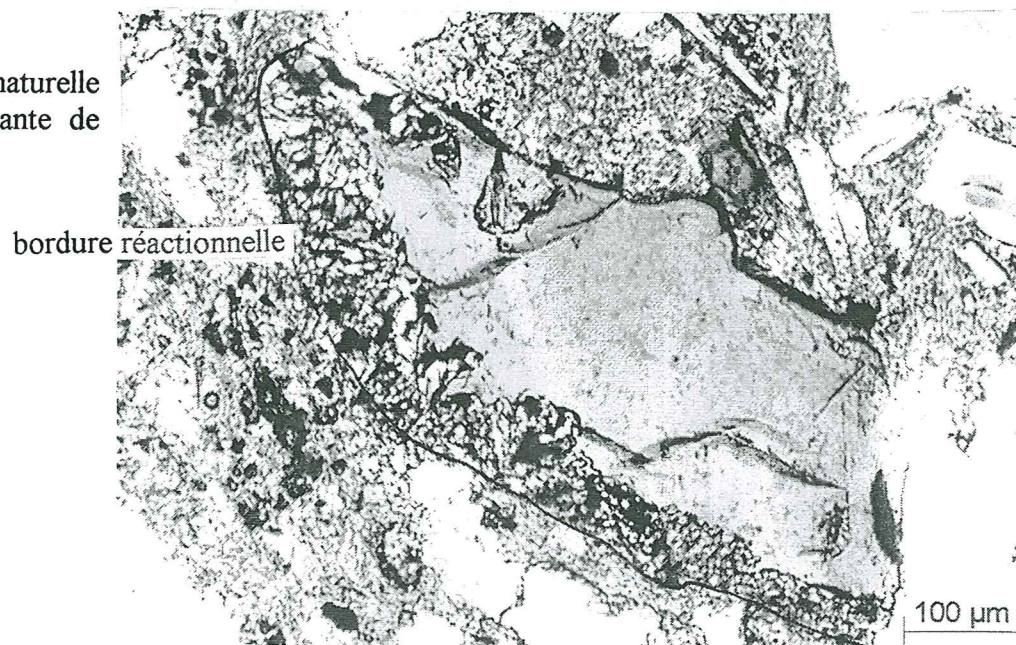
**Figure II-8 :**

Photo des magnétites exsolvées du dôme de 1929



**Figure II-9 :**

Photo d'une amphibole naturelle déstabilisée de la déferlante de P1





hypothèse sera écartée par les résultats des expériences (des variations des compositions chimiques des orthopyroxènes expérimentaux en fonction des conditions expérimentales imposées seront démontrées).

\* que les orthopyroxènes ne sont pas aussi précoces que les coeurs de plagioclases à An<sub>90</sub>. Dans le but de tester la composition d'un orthopyroxène cristallisant avec des plagioclases calciques (~An<sub>80</sub>), nous avons analysé les plagioclases et orthopyroxènes réactionnels dans des auréoles de déstabilisation d'olivines, souvent au sein d'enclaves basiques. Le tableau ci-dessous donne un exemple des compositions de ces phases réactionnelles :

EXEMPLE DE COMPOSITIONS DE PHASES DANS UNE AUREOLE REACTIONNELLE AUTOUR D'UNE OLIVINE D'UN FRAGMENT PONCEUX DE LA DEFERLANTE DE P1

Phase	N°Ech.	SiO <sub>2</sub>	FeO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	TiO <sub>2</sub>	Total	Compo.
Olivine	nB42	37.07	33.19	0.03	0	0.01	0.9	30.94	0.04	0.03	102.24	Fo <sub>62</sub>
Plag	nB43r	46.96	0.98	2.32	0.04	32.7	0.03	0.06	16.41	0	99.5	An <sub>79</sub>
Opx	nB44r	52.35	25.34	0	0	0.78	1.13	19.72	1.27	0.15	100.77	En <sub>56</sub>

Cet exemple montre que les orthopyroxènes peuvent coexister avec des plagioclases de composition An<sub>79</sub>. Seulement, dans ces conditions de cristallisation, leur composition chimique (En<sub>56</sub>) est semblable à celle qu'ils ont lorsqu'ils coexistent avec des plagioclases de composition An<sub>55</sub>.

### \* Conclusion

Les orthopyroxènes ont des compositions relativement constantes de 51.5 à 60 % d'enstatite quelque soit le type éruptif considéré (à l'exception de certains orthopyroxènes des dômes de 1902-1929, pour des raisons d'oxydation). Nous n'avons pas d'explications satisfaisantes pour interpréter l'homogénéité de compositions des orthopyroxènes relativement aux plagioclases. Les coefficients de diffusion plus élevés dans les orthopyroxènes que dans les plagioclases, ainsi que le caractère moins précoce des orthopyroxènes peut constituer un début d'explication. Les compositions des phases expérimentales en fonction des conditions d'expériences (chapitre suivant) permettront de déterminer quelles sont les conditions pré-éruptives (T, P, fO<sub>2</sub>, fH<sub>2</sub>O) que l'on peut attendre pour les compositions des orthopyroxènes naturels.

### 2) Clinopyroxènes

- Les clinopyroxènes naturels analysés sont des augites aux compositions très similaires suivant les types éruptifs considérés (tableau II-4). Ils ont des compositions En<sub>37-44</sub>-Wo<sub>39-43</sub> (figure II-4), compositions comparables à celles des produits péléens analysés par Gourgaud (1985) et Fichaut (1986). Les compositions entre les coeurs et les bordures des minéraux ne varient pas de plus de 2 % d'enstatite.

### II.3) c- Minéraux opaques

Les minéraux opaques naturels analysés sont des magnétites (tableau II-5), des ilménites et des sulfures (tableau II-6). Les ilménites sont des phases très rares. Nous n'en avons malheureusement trouvé que quelques grains, tous dans le même échantillon d'une nuée de 1929.

- Les magnétites sont plus exactement des titanomagnétites (figure II-7A). La figure II-7B montre que les magnétites des produits de la retombée de P1 ont des compositions Mt<sub>68</sub>, celles des produits de la déferlante de P1 et des nuées de 1929 ont des compositions Mt<sub>70</sub>. Les

**Tableau II-4 : ANALYSES DES CLINOPYROXENES NATURELS (Montagne Pelée)**

	DOME 1929						NUEES 1929
	nD98	nD99	nD110	nI75	nI76	nI81	nD119
SiO2	51.515	48.768	52.467	52.345	51.898	51.945	51.494
FeO	10.017	10.556	13.017	11.785	11.634	10.390	12.716
Na2O			0.236	0.224	0.279	0.262	0.243
K2O	0.002			0.016			
Al2O3	1.483	4.423	1.238	1.077	1.321	2.364	1.617
MnO	0.250	0.376	0.723	0.545	0.697	0.359	0.599
MgO	15.702	14.066	13.203	13.148	13.279	14.269	13.626
CaO	19.748	20.951	20.858	20.792	20.641	20.939	19.384
TiO2	0.324	0.602	0.167	0.215	0.239	0.507	0.359
total	99.042	99.742	101.91	100.15	99.988	101.03	100.04
#Si+4	1.946	1.853	1.960	1.978	1.966	1.939	1.955
#Fe+2	0.316	0.335	0.407	0.372	0.369	0.324	0.404
#Al+3	0.066	0.198	0.054	0.048	0.059	0.104	0.072
#Mn+2	0.008	0.012	0.023	0.017	0.022	0.011	0.019
#Mg+2	0.884	0.797	0.735	0.741	0.750	0.794	0.771
#Ca+2	0.799	0.853	0.835	0.842	0.838	0.837	0.788
#TOTAL	4.021	4.048	4.013	3.998	4.004	4.009	4.009
#O 2	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Wo%	39.805	42.707	41.749	42.679	42.340	42.570	39.769
Fs%	16.158	17.400	21.481	19.767	19.758	17.064	21.334
En%	44.037	39.893	36.771	37.553	37.902	40.366	38.897

	DEFERLANTE P1				RETOMBEE P1					
	nD33	nD53	nI117	nD150	pD28	pD4c	pD10c	pD26c	pI104	
SiO2	52.587	52.009	51.389	52.833	51.256	52.416	51.939	52.497	51.695	
FeO	11.860	11.854	11.639	11.622	12.825	12.790	12.318	11.106	11.245	
Na2O	0.201	0.311	0.284	0.253	0.399	0.247	0.310	0.259	0.190	
K2O		0.006		0.049	0.045	0.033	0.018			
Al2O3	1.226	1.744	1.226	1.119	1.304	1.496	1.103	1.733	1.156	
MnO	0.714	0.372	0.810	0.662	0.906	0.655	0.478	0.365	0.482	
MgO	13.726	12.857	13.240	13.525	12.765	13.391	12.777	15.190	13.213	
CaO	18.916	19.141	20.589	20.693	19.694	19.810	20.630	20.109	20.718	
TiO2	0.327	0.292	0.265	0.167	0.152	0.267	0.210	0.168	0.282	
total	99.556	98.586	99.442	100.92	99.301	101.12	99.797	101.45	98.981	
#Si+4	1.990	1.988	1.962	1.978	1.966	1.967	1.976	1.946	1.974	
#Fe+2	0.375	0.379	0.372	0.364	0.411	0.401	0.392	0.344	0.359	
#Al+3	0.055	0.079	0.055	0.049	0.059	0.066	0.049	0.076	0.052	
#Mn+2	0.023	0.012	0.026	0.021	0.029	0.021	0.015	0.011	0.016	
#Mg+2	0.774	0.732	0.754	0.755	0.730	0.749	0.725	0.839	0.752	
#Ca+2	0.767	0.784	0.842	0.830	0.809	0.796	0.841	0.799	0.848	
#TOTAL	3.983	3.973	4.011	3.997	4.005	4.000	3.999	4.016	4.000	
#O 2	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	
Wo%	39.543	41.096	42.247	42.138	40.873	40.476	42.623	40.056	42.929	
Fs%	20.533	20.496	19.954	19.540	22.263	21.456	20.646	17.844	18.976	
En%	39.924	38.408	37.799	38.322	36.864	38.069	36.731	42.100	38.095	

	pI113	pD7b	pD9b	pD24b
SiO2	51.383	52.022	51.477	51.361
FeO	10.269	12.220	11.861	10.262
Na2O	0.217	0.391	0.315	0.350
K2O	0.037	0.047		0.014
Al2O3	1.769	1.230	0.994	2.018
MnO	0.440	0.795	0.819	0.653
MgO	13.555	13.087	13.435	14.122
CaO	21.216	20.877	20.341	20.446
TiO2	0.292	0.240	0.234	0.262
total	99.177	100.91	99.476	99.490
#Si+4	1.954	1.963	1.965	1.946
#Fe+2	0.327	0.386	0.379	0.325
#Al+3	0.079	0.055	0.045	0.090
#Mn+2	0.014	0.025	0.026	0.021
#Mg+2	0.768	0.736	0.765	0.798
#Ca+2	0.864	0.844	0.832	0.830
#TOTAL	4.007	4.009	4.012	4.009
#O 2	6.000	6.000	6.000	6.000
Wo%	43.799	42.387	41.563	42.051
Fs%	17.266	20.643	20.240	17.537
En%	38.935	36.970	38.197	40.412



**Tableau II-5 : ANALYSES DES MAGNETITES NATURELLES (Montagne Pelée)**

DOME 1929								
	nD100	nD115	nI67	nI68	nI70	nI78	nI82	nI92
SiO2	0.342	0.186	0.184	0.107	0.139	0.163	0.109	0.126
FeO	76.328	79.910	74.600	74.111	79.517	77.346	77.669	78.801
Na2O	0.034		0.039			0.026		0.115
K2O	0.070	0.040		0.011	0.043	0.027		
Al2O3	1.177	1.532	1.096	1.253	1.253	1.273	1.585	1.772
MnO	0.866	0.718	0.607	0.637	0.872	0.825	0.744	0.737
MgO	0.723	0.970	0.759	0.851	0.890	0.803	0.965	0.967
CaO	0.045		0.097	0.024	0.039	0.120	0.032	0.036
TiO2	14.285	10.582	13.655	13.746	12.308	12.559	13.619	14.123
total	93.870	93.938	91.037	90.760	95.061	93.142	94.723	96.677
Al	0.054	0.069	0.051	0.059	0.056	0.058	0.071	0.078
Ti	0.414	0.304	0.408	0.410	0.350	0.365	0.388	0.395
Fe3+	1.118	1.324	1.134	1.121	1.244	1.211	1.153	1.132
Fe2+	1.345	1.225	1.342	1.338	1.272	1.292	1.310	1.318
Mn	0.028	0.023	0.020	0.022	0.028	0.027	0.024	0.023
Mg	0.042	0.055	0.045	0.050	0.050	0.046	0.055	0.054
Mt	0.583	0.694	0.588	0.584	0.649	0.632	0.605	0.596

NUEES 1929							
	nD120	nD121	nD128	nD130	nD134	nD135	nD136
SiO2	0.332	0.101	0.240	0.122	0.041	0.111	0.218
FeO	78.650	80.637	81.646	80.567	79.790	79.745	78.981
Na2O	0.018	0.038	0.044	0.051		0.078	0.031
K2O			0.007	0.005	0.020	0.054	0.002
Al2O3	3.418	2.458	2.294	2.564	2.196	2.124	2.095
MnO	0.424	0.531	0.940	0.620	0.533	0.404	0.882
MgO	0.963	0.862	0.834	0.786	0.983	0.836	0.960
CaO	0.011	0.001	0.024		0.046		0.053
TiO2	8.677	10.338	10.529	10.068	10.777	10.505	10.909
total	92.493	94.966	96.558	94.783	94.386	93.857	94.131
Al	0.155	0.109	0.100	0.114	0.098	0.095	0.094
Ti	0.251	0.292	0.293	0.258	0.306	0.301	0.312
Fe3+	1.344	1.307	1.313	1.316	1.283	1.302	1.282
Fe2+	1.182	1.227	1.218	1.221	1.234	1.241	1.229
Mn	0.014	0.017	0.030	0.020	0.017	0.013	0.028
Mg	0.055	0.048	0.046	0.044	0.055	0.048	0.054
Mt	0.734	0.697	0.702	0.705	0.684	0.688	0.683

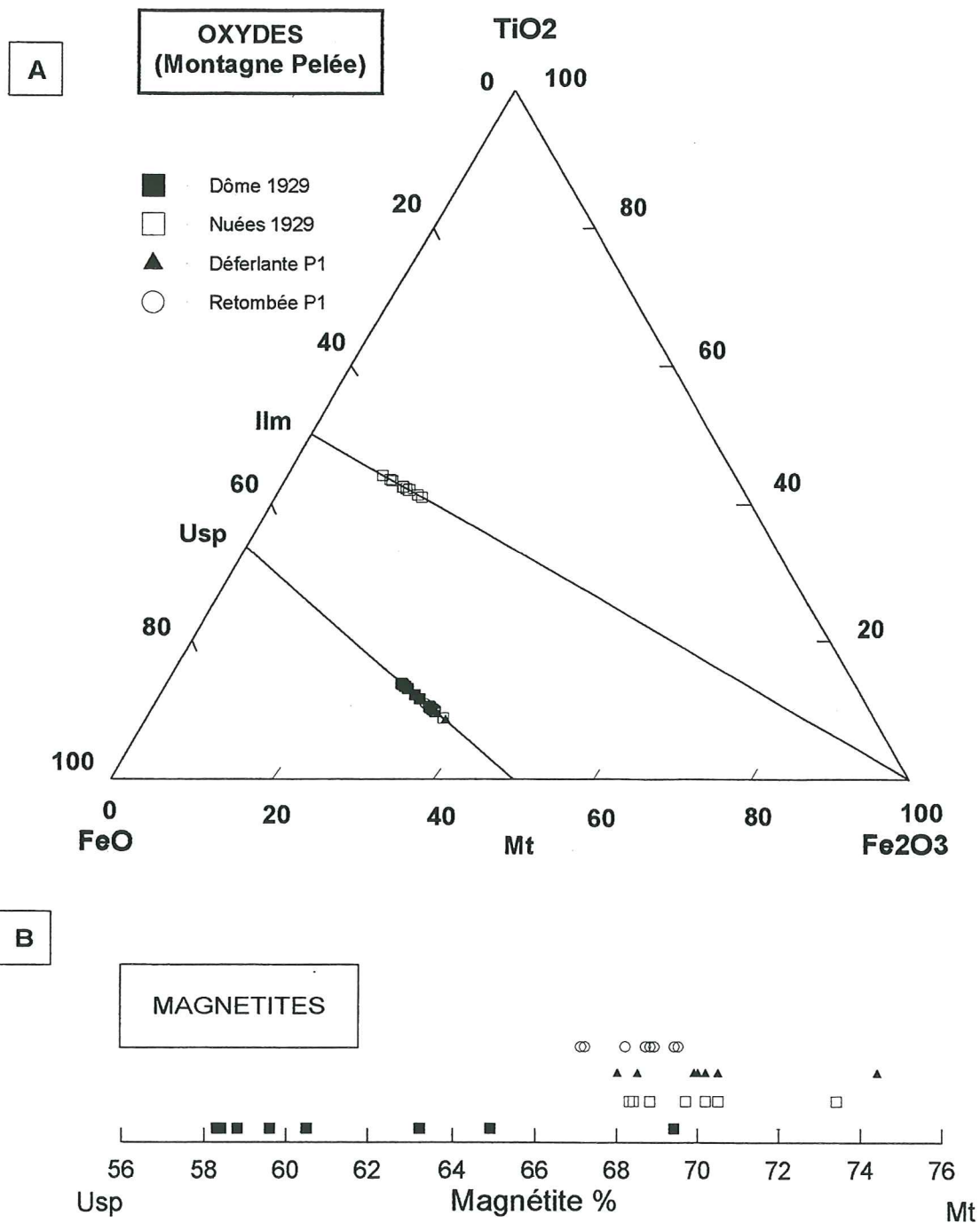
DEFERLANTE P1									
	nA50	nD50	nD76	nI118	nI119	nI121	nI129	nI139	nI140
SiO2	0.210	0.145	0.141	0.107	0.126	0.062	0.026	0.135	0.053
FeO	80.828	79.820	79.504	79.209	78.326	77.800	80.142	79.620	78.799
Na2O		0.067	0.039	0.008	0.032			0.057	
K2O			0.028	0.048			0.008		0.001
Al2O3	3.460	2.269	2.485	2.239	2.237	2.186	2.288	2.284	2.209
MnO	0.250	0.505	0.717	0.542	0.617	0.611	0.608	0.528	0.646
MgO	1.470	1.224	0.602	1.272	1.353	1.167	1.235	1.305	1.303
CaO	0.050	0.070	0.048	0.038	0.036	0.010	0.006	0.052	0.139
TiO2	8.560	10.974	10.700	9.997	10.182	10.028	10.135	10.272	10.117
total	94.828	95.074	94.264	93.460	92.909	91.864	94.448	94.253	93.267
Al	0.152	0.100	0.111	0.101	0.101	0.100	0.102	0.102	0.099
Ti	0.240	0.310	0.306	0.286	0.293	0.292	0.287	0.292	0.290
Fe3+	1.368	1.280	1.277	1.327	1.313	1.316	1.325	1.315	1.320
Fe2+	1.150	1.225	1.249	1.197	1.196	1.205	1.198	1.201	1.195
Mn	0.008	0.016	0.023	0.017	0.020	0.020	0.019	0.017	0.021
Mg	0.082	0.068	0.034	0.072	0.077	0.067	0.069	0.073	0.074
Mt	0.744	0.680	0.685	0.705	0.699	0.700	0.705	0.699	0.702

	RETOMBEE P1								
	<i>pB20</i>	<i>pD2</i>	<i>pD14</i>	<i>pI101</i>	<i>pI102</i>	<i>pI107</i>	<i>pI109</i>	<i>pI110</i>	<i>pI111</i>
SiO2	0.235	0.130	0.233	0.086	0.049	0.058	0.101	0.101	0.043
FeO	81.929	79.682	80.040	78.914	78.693	79.266	77.599	79.363	79.628
Na2O	0.024	0.055	0.143	0.053	0.019	0.005	0.011	0.027	0.050
K2O	0.022	0.014	0.019	0.006				0.007	
Al2O3	2.402	2.088	2.126	2.111	1.963	2.129	2.084	2.105	2.027
MnO	0.475	0.695	0.187	0.516	0.501	0.544	0.505	0.533	0.478
MgO	1.204	1.202	1.149	1.157	1.164	1.232	1.071	1.061	1.151
CaO		0.006	0.140	0.045			0.078	0.036	0.070
TiO2	10.420	11.361	11.134	10.542	10.273	10.677	10.570	10.545	10.604
total	96.711	95.233	95.171	93.430	92.662	93.911	92.019	93.778	94.051
Al	0.104	0.092	0.094	0.095	0.089	0.095	0.095	0.094	0.091
Ti	0.289	0.320	0.315	0.303	0.297	0.304	0.308	0.302	0.301
Fe3+	1.318	1.267	1.275	1.300	1.317	1.296	1.288	1.302	1.304
Fe2+	1.208	1.231	1.245	1.220	1.214	1.217	1.230	1.224	1.222
Mn	0.015	0.022	0.006	0.017	0.016	0.070	0.062	0.060	0.065
Mg	0.066	0.067	0.064	0.066	0.067	0.070	0.062	0.060	0.065
Mt	0.701	0.672	0.671	0.688	0.695	0.687	0.682	0.689	0.689

**Tableau II-6 : ANALYSES DES ILMENTITES NATURELLES (Montagne Pelée)**

	NUEES 1929 nD122	nD123	nD124	nD125	nD126	nD139	nD140	nD141	nD142
SiO <sub>2</sub>	0.083		0.090	0.004	0.077	0.349		0.066	
FeO	51.157	51.791	49.023	50.303	50.721	50.880	49.477	49.127	51.147
Na <sub>2</sub> O	0.046			0.080		0.036			
K <sub>2</sub> O	0.007	0.040		0.019	0.061	0.016			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.202	0.225	0.221	0.206	0.229	0.212	0.136	0.255	0.068
MnO	0.699	0.874	1.079	0.708	1.060	0.732	0.737	0.465	0.847
MgO	1.542	1.900	1.764	1.607	1.696	1.859	2.197	1.897	1.907
CaO	0.046	0.160	0.066	0.020	0.080	0.109	0.036	0.004	0.108
TiO <sub>2</sub>	45.866	45.247	46.673	42.732	46.109	45.444	47.284	47.334	46.256
total	99.648	100.24	98.916	95.679	100.03	99.637	99.867	99.148	100.33
Al	0.006	0.007	0.007	0.006	0.007	0.006	0.004	0.007	0.002
Ti	0.858	0.838	0.879	0.830	0.858	0.850	0.878	0.888	0.857
Fe <sup>3+</sup>	0.278	0.317	0.236	0.334	0.277	0.293	0.240	0.217	0.284
Fe <sup>2+</sup>	0.786	0.750	0.790	0.753	0.774	0.766	0.782	0.802	0.769
Mn	0.015	0.018	0.023	0.015	0.022	0.015	0.015	0.010	0.018
Mg	0.057	0.070	0.066	0.062	0.063	0.069	0.081	0.071	0.070
Ilm	0.850	0.826	0.870	0.819	0.849	0.840	0.867	0.882	0.844





**Figure II-7 :** Diagrammes de représentation des compositions des oxydes  
 A) Représentation des oxydes dans un diagramme  $\text{TiO}_2\text{-FeO-Fe}_2\text{O}_3$   
 B) Représentation des magnétites sur le joint Ulvospinelle-Magnétite

titanomagnétites du dôme de 1929 ont cependant des compositions différentes de celles des autres types éruptifs :  $Mt_{58}$  à  $Mt_{69}$ .

- Les titanomagnétites des dômes de 1902-1929 et certaines des nuées de 1929 ont une texture "striée", en treillis (figure II-8), alors que celles des autres types éruptifs sont texturalement homogènes. Les titanomagnétites des dômes et de certaines nuées de 1929 ont subi une exsolution d'ilménite, preuve d'un rééquilibrage chimique tardif. En conséquence, leurs compositions sont enrichies artificiellement en Mt.

- Quelques ilménites ont été analysées dans un échantillon de nuée de 1929 (tableau II-6). Elles ont des compositions  $Ilm_{82-88}$ .

- Des sulfures ont été analysés dans la matrice, les magnétites, les plagioclases ou dans les orthopyroxènes (tableau II-7). Ils sont en général de taille inférieure à 5  $\mu m$  et ne peuvent sans doute pas être considérés comme des phénocristaux. Les sulfures analysés sont des pyrrhotites ( $Fe_{1-x}S$ ), des chalcopyrites ( $CuFeS_2$ ) ou des cubanites ( $CuFe_2S_3$ ).

### II.3) d- Amphiboles

- Les amphiboles naturelles sont pour la plupart partiellement ou complètement déstabilisées en cristaux de plagioclase, orthopyroxène et magnétite (figure II-9). Pourtant, les produits de chaque type éruptif contiennent de rares amphiboles sans auréole réactionnelle.

- Mais qu'elles aient une auréole réactionnelle ou non, ces amphiboles ont sensiblement toutes les mêmes compositions : ce sont des hornblendes pargasitiques calciques (calculées d'après Richard & Clarke, 1990) (tableau II-8).

#### **\* Interprétation**

- La présence systématique d'amphiboles déstabilisées pose le problème de la stabilité de l'amphibole dans la chambre magmatique. Deux hypothèses doivent être considérées :

1) l'amphibole est un phénocristal stable dans la chambre magmatique, l'épisode de déstabilisation intervenant lors de la remontée des magmas dans le conduit (Rutherford & Hill, 1993). Selon cette hypothèse, l'amphibole doit apparaître dans la paragenèse expérimentale pour les conditions pré-éruptives ;

2) l'amphibole n'est pas stable dans les conditions de la chambre andésitique. Cette hypothèse pose le problème de l'origine des cristaux d'amphibole déstabilisés qui pourraient être soit étrangers (xénocristaux), soit des phases minérales stables dans une partie plus profonde de la chambre magmatique, et résorbées dans la partie supérieure de celle-ci. Fichaut (1986) interprète les amphiboles pargasitiques des andésites acides (de même composition que celles des cumulats gabbroïques) comme des minéraux cristallisés à haute pression et déstabilisés à de plus basses pressions;

De façon à conclure sur ce point, nous avons orienté nos recherches dans deux directions : 1) la comparaison des compositions des amphiboles des andésites acides avec celles des autres types de roches (basaltes aux dacites) émises à la Montagne Pelée, 2) l'analyse des compositions des cristaux des auréoles réactionnelles des amphiboles, et des minéraux en inclusions dans les amphiboles.

1) Les compositions des amphiboles déstabilisées sont les mêmes que celles des amphiboles qui paraissent stables. Ces compositions d'amphiboles (déstabilisées ou non) sont reportées sur la figure II-10, comparativement à des amphiboles analysées dans des roches de la Montagne Pelée, variant de basaltes (~52 %  $SiO_2$ ) aux dacites (~64 %  $SiO_2$ ) (Gourgaud, 1985 ; Fichaut, 1986). Précisons que les dacites sont en fait très rares, surtout présentes dans les produits de 1929. La composition modale des dacites est comparable à celle des andésites

**Tableau II-7 : ANALYSES DES SULFURES NATURELS (Montagne Pelée)**

Poids %	DOME 1929									
	7	8	34	35	36	37	32	33	21	22
S	38.681	38.773	37.873	39.813	34.587	35.050	22.837	33.646	24.147	34.242
Cu	0.233			0.021	21.843	20.176	25.784	30.763	61.630	30.967
Al	0.139		0.250	0.012	0.005	0.004	0.096		0.028	
Fe	57.253	57.208	56.958	56.419	39.057	38.268	23.735	30.176	12.539	31.180
Total	96.306	95.981	95.081	96.265	95.492	93.498	72.452	94.585	98.344	96.389

Poids %	23	24	25	27	28	29
S	39.005	32.719	25.905	29.836	30.049	33.185
Cu	0.142	36.933	54.911	42.831	44.732	35.450
Al	0.004	0.001	0.023	0.104	0.208	0.166
Fe	58.100	27.615	16.759	20.689	18.957	25.036
Total	97.251	97.268	97.598	93.460	93.946	93.837

Poids %	DEFERLANTE P1					RETOMBEE P1			
	15	16	17	18	19	9	12	13	14
S	37.389	34.106	33.784	33.296	33.620	31.542	31.623	26.933	32.317
Cu	1.640	29.508	31.868	29.780	29.923	25.776	32.372	32.328	34.510
Al		0.022		0.007		0.031	0.022	0.143	0.012
Fe	57.049	34.027	32.069	33.447	32.804	35.876	32.620	32.574	30.242
Total	96.078	97.663	97.721	96.530	96.347	93.225	96.637	91.978	97.081

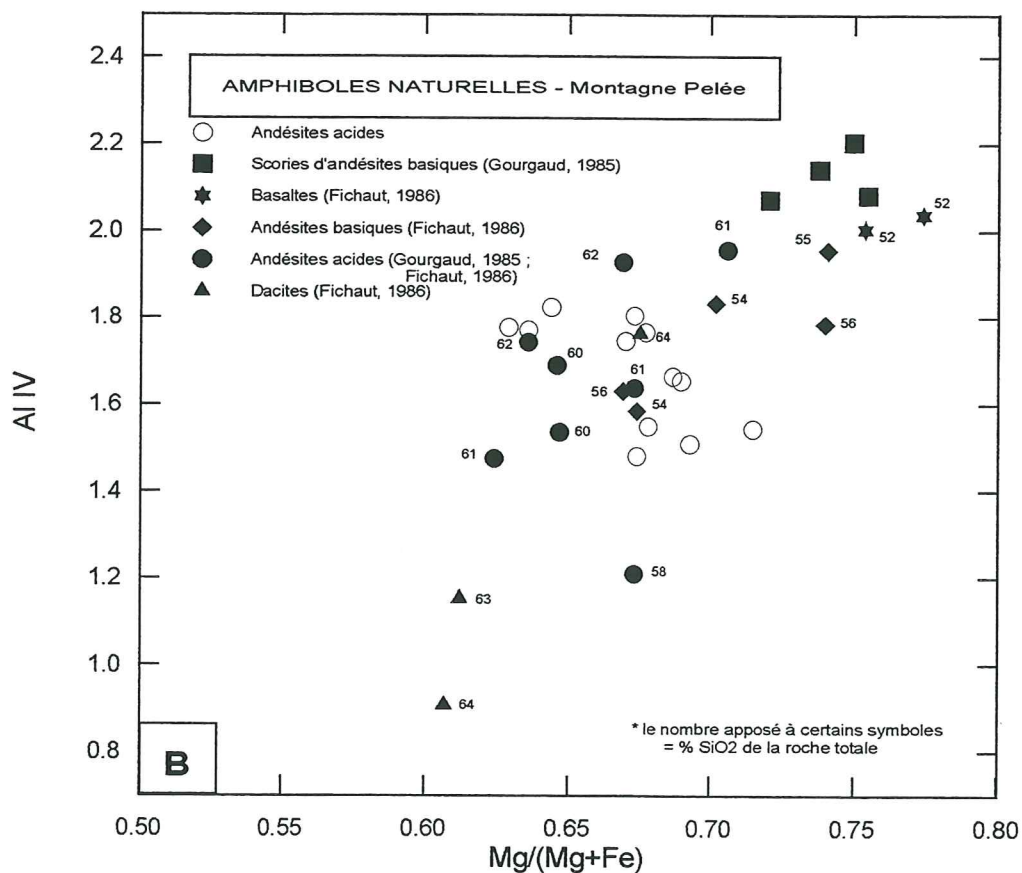
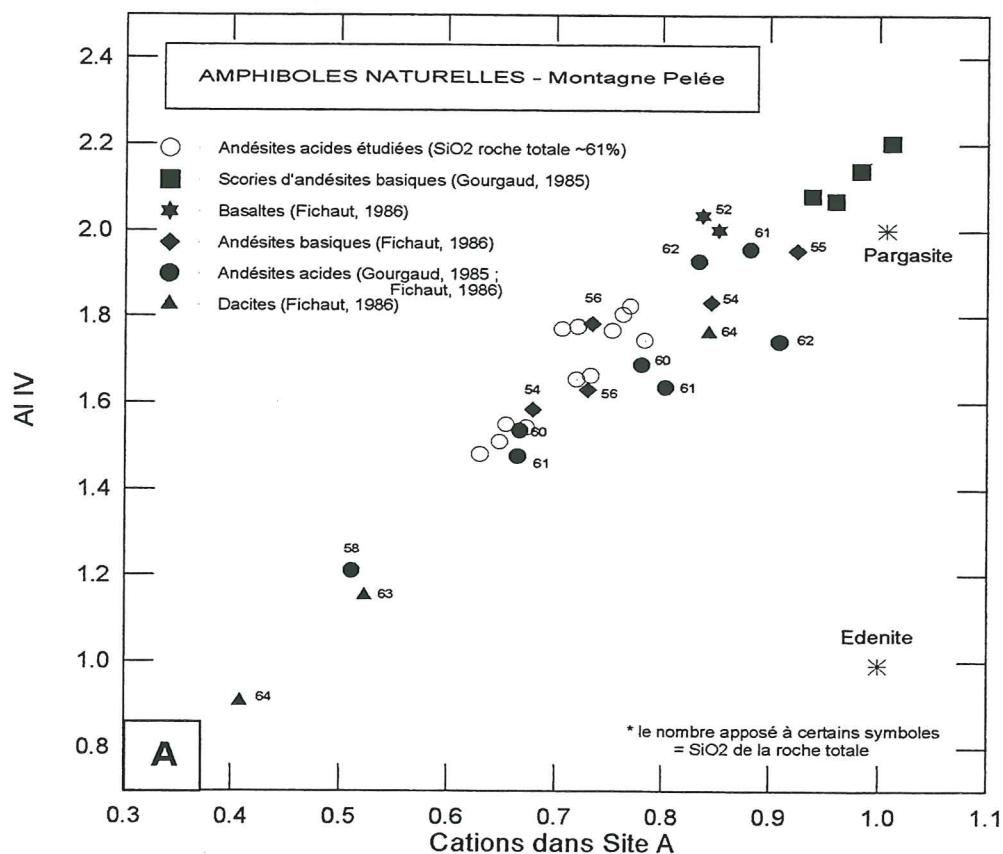


**Tableau II-8 : ANALYSES DES AMPHIBOLES NATURELLES (Montagne Pelée)**

AMPHIBOLES "SANS AUREOLES REACTIONNELLES"				
	RETOMBEE P1		DEFERLANTE P1	
	<i>pA28</i>	<i>pB6</i>	<i>nA32</i>	<i>nA64</i>
SiO2	44.440	41.870	44.630	43.880
FeO	11.510	13.160	12.370	11.800
Na2O	2.140	2.360	2.200	2.310
K2O	0.160	0.170	0.140	0.200
Al2O3	11.910	14.210	12.400	13.000
MnO	0.200	0.160	0.220	0.050
MgO	15.200	13.340	14.590	14.740
CaO	10.660	10.520	10.480	10.890
TiO2	1.530	1.570	1.490	1.550
total	97.750	97.360	98.520	98.420
TSi	6.457	6.176	6.450	6.348
TAl	1.543	1.824	1.550	1.652
Som T	8.000	8.000	8.000	8.000
CAl	0.498	0.649	0.563	0.566
CTi	0.167	0.174	0.162	0.169
CMg	3.293	2.934	3.143	3.179
CFe+2	1.043	1.245	1.133	1.088
Som C	5.000	5.000	5.000	5.000
BFe+2	0.356	0.379	0.362	0.340
BMn	0.025	0.020	0.027	0.006
BCa	1.619	1.601	1.611	1.654
Som B	2.000	2.000	2.000	2.000
ANa	0.603	0.675	0.616	0.648
ACa	0.040	0.062	0.012	0.034
AK	0.030	0.032	0.026	0.037
Som A	0.673	0.769	0.654	0.719
Som cat.	15.672	15.768	15.654	15.718
#O 2	23.000	23.000	23.000	23.000

\* nA61rc est l'analyse du coeur d'une amphibole dont la bordure a la composition de nA62rb

AMPHIBOLES REACTIONNELLES						
	RETOMBEE P1					
	<i>pA14r</i>	<i>nA46r</i>	<i>nA54r</i>	<i>nA61rc</i>	<i>nA62rb</i>	<i>nB31r</i>
SiO2	42.440	41.930	43.580	42.570	45.090	42.480
FeO	12.220	13.230	12.050	12.250	12.640	12.340
Na2O	2.340	2.320	2.380	2.260	2.130	2.390
K2O	0.100	0.170	0.130	0.140	0.110	0.150
Al2O3	14.230	14.270	12.930	13.740	11.740	13.220
MnO	0.230	0.130	0.100	0.160	0.340	0.150
MgO	14.090	12.590	14.830	14.420	14.700	14.090
CaO	10.800	10.670	10.360	10.500	10.290	10.900
TiO2	1.450	1.430	1.520	1.490	1.470	1.550
total	97.900	96.740	97.880	97.530	98.510	97.270
TSi	6.196	6.223	6.336	6.233	6.519	6.255
TAl	1.804	1.777	1.664	1.767	1.481	1.745
Som T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
CAl	0.646	0.721	0.553	0.606	0.521	0.551
CTi	0.159	0.160	0.166	0.164	0.160	0.172
CMg	3.066	2.785	3.213	3.147	3.167	3.092
CFe+2	1.129	1.335	1.054	1.083	1.151	1.186
Som C	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
BFe+2	0.363	0.307	0.411	0.417	0.377	0.334
BMn	0.028	0.016	0.012	0.020	0.042	0.019
BCa	1.608	1.676	1.577	1.563	1.581	1.648
Som B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
ACa	0.081	0.020	0.037	0.084	0.013	0.072
ANa	0.662	0.668	0.671	0.642	0.597	0.682
AK	0.019	0.032	0.024	0.026	0.020	0.028
Som Cat.	15.761	15.720	15.732	15.752	15.630	15.783
#O 2	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000



**Figure II-10 :** Diagramme de représentation des compositions d'amphiboles  
 A) teneur en Al IV vs. nombre de cations dans le site A  
 B) teneur en Al IV vs. rapport  $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$

(tableau 13, Gourgaud, 1985) montrant que leur composition différenciée n'est pas l'effet d'un rapport phénocristaux/verre moins important que dans le cas des andésites, mais d'un fractionnement plus poussé. Nos amphiboles ont pour la plupart des compositions comparables à celles analysées dans les andésites basiques ; mais quelques unes pourraient avoir les mêmes compositions que les amphiboles des andésites à ~60-61 % SiO<sub>2</sub> analysées par Gourgaud (1985), correspondant également aux compositions de nos roches totales. On peut noter cependant que les compositions d'amphiboles naturelles dans les produits récents de la Montagne Pelée ne sont pas "continues" entre les dacites et les andésites, présentant une "lacune" de composition. Fichaut (1986) avait également remarqué que les compositions des amphiboles des dacites et des basaltes de la période récente de la Montagne Pelée étaient très distinctes, et que par contre, les amphiboles des andésites avaient des compositions variables.

2) Le tableau ci-dessous montre des exemples de compositions de plagioclases dans les auréoles de déstabilisation des amphiboles et de plagioclases en inclusion dans une amphibole :

EXEMPLE DE COMPOSITIONS DE PLAGIOCLASES D'UNE AUREOLE REACTIONNELLES AUTOUR D'UNE AMPHIBOLE

Nom du plag	SiO <sub>2</sub>	FeO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Total	An%
<u>Le long de l'amphibole nB31r* (tableau II-7) :</u>										
nB32r	46.56	0.52	1.49	0.02	33.8	0.07	0.05	17.76	100.27	An86.7
<u>Le long de l'amphibole pA14r** (tableau II-7) :</u>										
pB7r	46.51	0.59	1.55	0.01	33.71	0	0	16.84	99.21	An85.7
<u>En inclusion dans l'amphibole nA64* (tableau II-7) :</u>										
nA65r	46.32	0.5	1.37	0.03	34.22	0	0.06	15.58	98.08	An86.1

\* Fragment lithique de la déferlante de P1

\*\* Fragment ponceux de la retombée plinienne de P1

Les plagioclases en inclusion dans les amphiboles, donc ayant cristallisé pendant ou avant leur minéral hôte, ont des compositions plutôt basiques à An<sub>86</sub>. Nous avons vu au §II-3a que de telles compositions de plagioclases sont à rapprocher de celles des coeurs riches en anorthite, et qu'elles diffèrent des compositions de la chambre andésitique. Les plagioclases analysés dans les auréoles de déstabilisation, donc postérieurement à l'amphibole, ont des compositions similaires (An<sub>86-87</sub>). Ceci signifie que l'amphibole croît et se déstabilise dans des conditions qui ne sont pas celles de la chambre andésitique.

### \* Conclusions

Les indications dont nous disposons ne sont pas absolument concluantes. Toutefois, elles indiqueraient que les amphiboles des andésites de la Montagne Pelée semblent avoir cristallisé dans des conditions qui ne sont pas celles de la chambre andésitique. Le fait que certaines aient une auréole réactionnelle alors que d'autres en sont dépourvues (une minorité) traduit peut-être différentes vitesses d'ascension du magma au cours de l'éruption (le magma en bordure de conduit montant moins vite que celui du centre, par exemple). Les diagrammes d'équilibres de phases permettront de préciser le domaine de stabilité de l'amphibole.

### II.3) e- Minéraux accessoires, déstabilisés et relictuels

- L'apatite est un minéral accessoire, communément trouvé en inclusion dans les plagioclases ou les orthopyroxènes.

- L'olivine n'existe que sous forme de reliquats, le plus souvent dans des enclaves basiques incorporées dans le magma andésitique. Les olivines résorbées témoignent de déséquilibres chimiques liés à l'injection de magma basique profond contenant des minéraux d'olivines dans une chambre magmatique superficielle plus acide (Gourgaud, 1985).



### **II.3) f- Conclusions sur l'étude minéralogique des phénocristaux naturels**

L'étude minéralogique des phénocristaux naturels montre que la paragenèse minérale stable dans les conditions de la chambre magmatique est la suivante : Plag, Opx, Cpx, Mt, (Ilm). La stabilité de l'amphibole dans la chambre andésitique restant encore à déterminer.

Les compositions chimiques des bordures des phénocristaux, les plus susceptibles de représenter les conditions pré-éruptives, peuvent être considérées identiques pour les pyroxènes et les magnétites de tous les types éruptifs (en faisant abstraction des différences expliquées par un phénomène local particulier, telles les compositions des orthopyroxènes ou des magnétites du dôme). Les compositions des bordures de plagioclase présentent de faibles variations suivant le type éruptif considéré, mais de manière générale, il n'y a de différences significatives entre la minéralogie des phénocristaux des produits péléens et pliniens.

### **II.4) COMPOSITIONS CHIMIQUES DES VERRES NATURELS**

Les verres naturels sont représentés par les inclusions vitreuses et les verres interstitiels des mésostases.

- Les inclusions vitreuses sont piégées lors de la croissance des phénocristaux dans la chambre magmatique. Elles sont des témoins de l'évolution de la composition du liquide magmatique dans la chambre au cours du temps : une inclusion piégée au coeur d'un minéral révèle la composition du liquide magmatique au début de la croissance du cristal. Piégée en bordure du phénocristal, elle témoigne de la composition du liquide magmatique dans les conditions immédiatement pré-éruptives. Toutefois, nous verrons au cours de cette étude des verres naturels que des phénomènes de dissolution ou de cristallisation partielles peuvent altérer la composition originelle de ces inclusions vitreuses.

- Les verres interstitiels de la mésostase représentent la composition du liquide silicaté interstitiel à l'équilibre avec les phénocristaux et dont la composition peut être modifiée au cours des phénomènes éruptifs (dégazage, cristallisation de microlites). Les proportions de verre interstitiel par rapport aux microlites peuvent varier de 0 (mésostase holocristalline) à 1 (mésostase holovitreuse).

#### **\* Techniques analytiques :**

Les plages de verres à analyser sont préalablement repérées au microscope électronique à balayage (MEB), qui permet de sélectionner des plages de verre répondant aux critères suivants :

- les plages à analyser doivent avoir une taille supérieure à 5 ou 10  $\mu\text{m}$  (c'est à dire au moins égale à celle du faisceau de la microsonde électronique, qui est au minimum de 5  $\mu\text{m}$  de diamètre) ; De plus, un choix d'inclusions suffisamment grandes permet d'éviter d'éventuels gradients de concentration le long des surfaces du minéral (Anderson, 1976)

- les inclusions vitreuses les plus susceptibles de représenter la composition du liquide magmatique au moment de leur piégeage sont celles sans communications apparentes avec le verre interstitiel, celles dont le cristal hôte ne semble pas fissuré et les inclusions ne montrant pas d'évidence de cristallisation ;

- cette étude au MEB permet enfin de noter la présence ou l'absence de microlites dans le verre analysé (verres interstitiels uniquement).

Les verres sont ensuite analysés à la microsonde électronique (SX 50 service commun CNRS-BRGM Orléans). Le problème majeur de l'analyse d'un verre à la microsonde électronique est que les alcalins (Na, K), non retenus dans une structure cristalline, migrent sous le faisceau d'électrons. Pour limiter cette migration, le faisceau analytique est défocalisé à



5 ou 10  $\mu\text{m}$  pour une intensité de 6 nA, une tension d'accélération de 15 kV et un temps de comptage de 10 s. En outre, une correction par des verres standards aux teneurs en alcalins connues est nécessaire. L'importance de la migration des alcalins étant proportionnelle à la teneur en eau de l'échantillon (Pichavant et al, 1987 ; Devine et al, 1995), nous avons réalisé des standards à 2, 4.6 et 6.3 % d'eau (suivant le protocole décrit au § II-5a), dont la teneur en alcalins a été analysée par voie humide au CRPG, Nancy. Ces verres standards sont analysés en début et en fin de séance de microsonde (pour détecter d'éventuelles fluctuations au cours de la journée). L'écart de l'analyse microsonde en  $\text{K}_2\text{O}$  et  $\text{Na}_2\text{O}$  du standard avec sa vraie composition chimique est le coefficient par lequel seront multipliées les teneurs en alcalins de tous nos verres, en fonction de leur teneur en eau (Pichavant, 1987). Le facteur de correction varie de 0.95 à 1.2 pour  $\text{Na}_2\text{O}$  et de 0.95 à 1.1 pour  $\text{K}_2\text{O}$ , pour des teneurs en eau jusqu'à 8 %.

Les verres analysés ont été reportés dans un diagramme Orthopyroxène-Plagioclase-(Quartz+Orthose) normatifs, par référence à Merzbacher and Egger (1984). Les compositions de verres interstitiels (andésitiques à dacitiques), à l'équilibre avec un assemblage Plag+Opx+Cpx ont été expérimentalement calibrées par ces auteurs comme des géohygromètres ; à pression constante, les courbes cotectiques des minéraux, réagissent différemment aux variations de température en fonction de la teneur eau du liquide magmatique, et vont se couper à une teneur en eau définissant le géohygromètre. Mais les champs représentatifs de nos verres sont hors des courbes représentatives des géohygromètres établies par Merzbacher & Egger (1984). Ils sont de plus situés dans une zone du diagramme où l'extrapolation n'est même pas envisageable... Nous ne pouvons donc pas utiliser ce diagramme comme un géohygromètre, mais nous y reporterons cependant les compositions de nos verres, parce qu'il permet d'apprécier le degré de différenciation des verres.

#### II.4) a- Inclusions vitreuses

##### **\* Aspect**

Au microscope optique, en lumière naturelle, les inclusions vitreuses sont transparentes ou brunes. Les plus foncées sont complètement microcristallisées. Elles sont principalement piégées dans les plagioclases, mais aussi dans les orthopyroxènes. Leur taille varie de 5 à 80  $\mu\text{m}$ , mais la majorité de ces inclusions ne mesurent pas plus de 20  $\mu\text{m}$  (planche II-3).

##### **\* Inclusions sélectionnées**

Une première sélection est effectuée au MEB (voir § précédent). Une seconde sélection est effectuée par les analyses des inclusions vitreuses : elle ne doivent pas avoir réagi avec le minéral hôte. Deux phénomènes peuvent modifier la composition originelle des inclusions vitreuses (figure II-11) : 1) enrichissement de l'inclusion en éléments du minéral hôte ; 2) appauvrissement de l'inclusion en éléments du minéral hôte :

1) les inclusions n'étant pas instantanément refroidies peuvent réagir avec le minéral hôte par dissolution, s'enrichissant de fait en élément du minéral hôte (phénomène A de la figure II-11) ;

2) - le minéral peut également cristalliser aux dépens de l'inclusion, enrichissant de ce fait l'inclusion en élément n'entrant pas dans sa composition (phénomène B de la figure II-11) ;

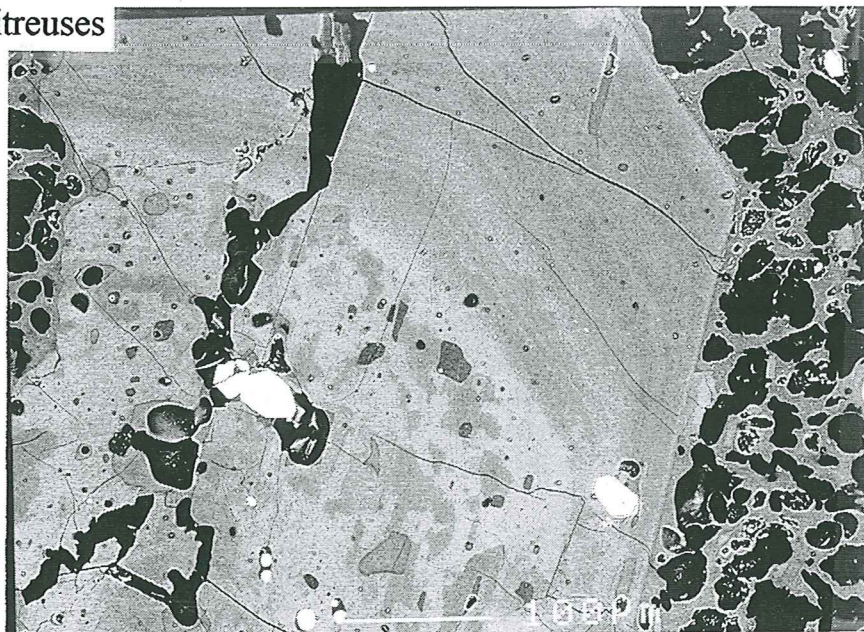
- un autre phénomène envisageable est celui décrit par Melson (1983), qui remarque que certaines compositions d'inclusions de dôme (éruptions 1980-1982 du Mont St Helens, USA) sont trop évoluées : lors de la cristallisation rapide du phénocristal, les éléments n'entrant pas dans sa composition sont accumulés à l'interface liquide-cristal. Si ce liquide est alors inclus dans le minéral, l'inclusion est enrichie en éléments autres que ceux qui composent le minéral hôte.



# Planche II-3 : inclusions vitreuses

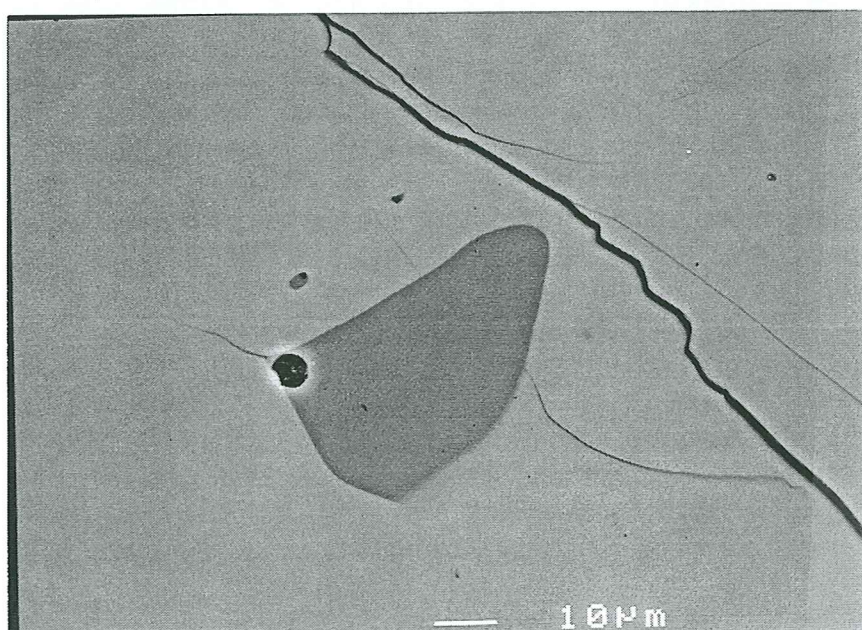
A

Inclusions vitreuses dans un plagioclase de la retombée de P1



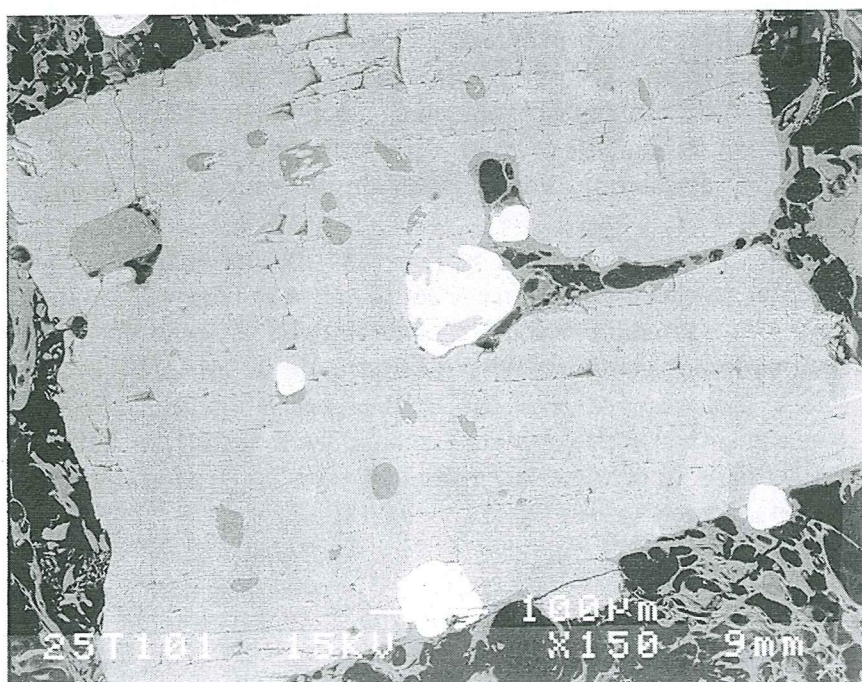
B

Inclusion vitreuse dans un plagioclase de la retombée de P1

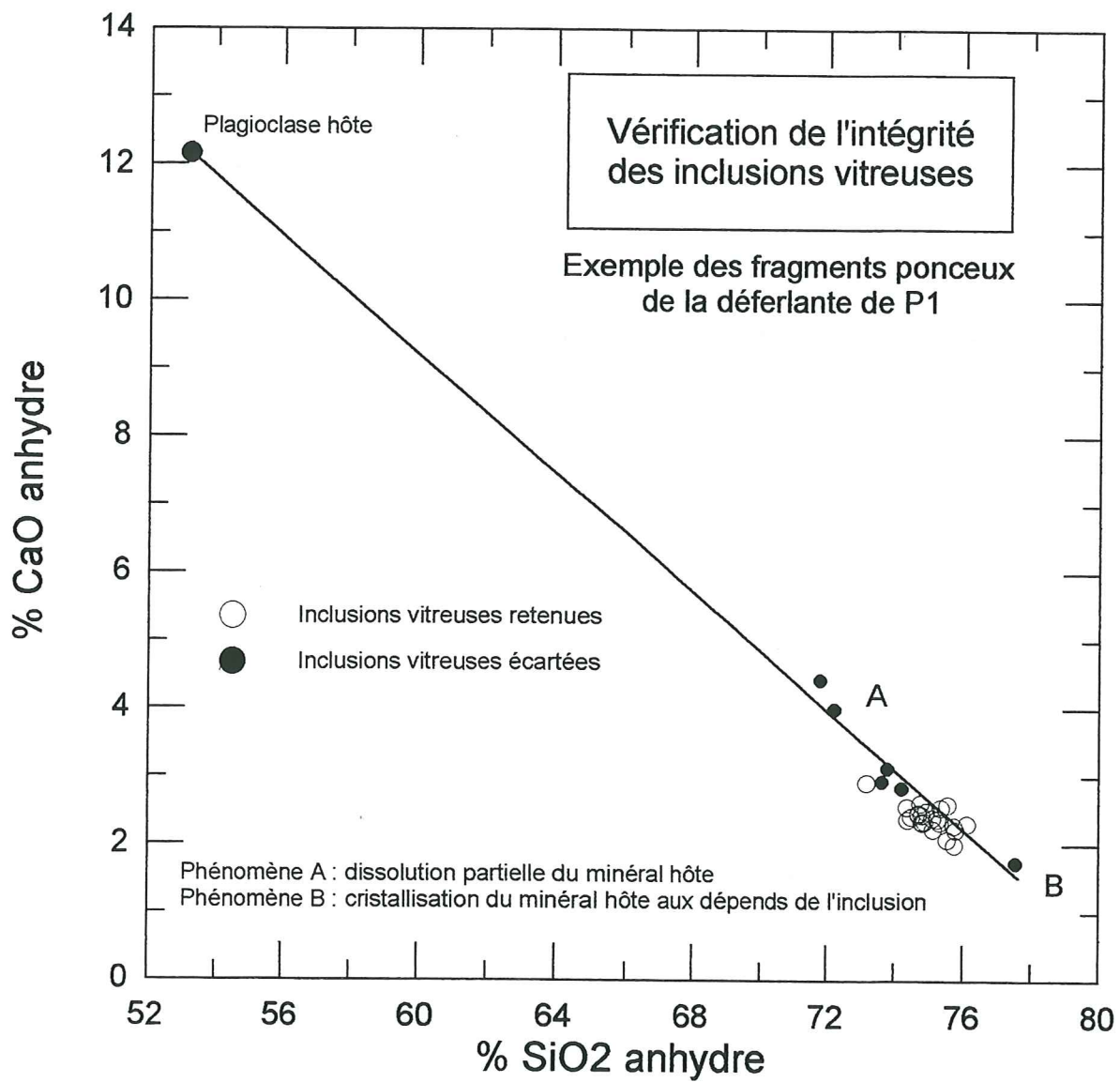


C

Inclusions vitreuses dans un orthopyroxène de la retombée de P1







**Figure II-11 : Principe de vérification de l'intégrité des inclusions vitreuses**

### \* Composition

Le tableau II-9 présente les moyennes, écart-types, valeurs minimales et maximales des analyses en poids % de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{CaO}$  des inclusions des différents types éruptifs. Le tableau II-10 présente une sélection arbitraire d'analyses complètes en éléments majeurs des différents types éruptifs étudiés.

Les compositions des inclusions vitreuses claires, recalculées à 100 %, sont rhyolitiques. Les compositions des inclusions vitreuses des plagioclases ne diffèrent de celles des orthopyroxènes que par un rapport  $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$  un peu plus faible.

Les inclusions vitreuses ont été analysées à la fois au coeur et au bord des minéraux hôtes. Il est important de mettre en relation la composition de l'inclusion avec celle du minéral au voisinage immédiat de celle-ci, et de déterminer les éventuelles différences de composition de l'inclusion en fonction de celle du minéral hôte (les plagioclases, notamment, ont une gamme de composition très large, voir §II-3a). La figure II-12 montre la composition de quelques inclusions vitreuses et celle de leur plagioclase hôte, analysé à  $\sim 5 \mu\text{m}$  de l'inclusion. Cette figure révèle que la composition du liquide piégé est relativement constante, indifféremment de la composition du plagioclase hôte.

Les figures II-13 et II-14A/C permettent de comparer les champs respectifs des compositions d'inclusions vitreuses des différents types éruptifs : dôme et nuées de 1929, déferlante du 8 mai 1902, retombée et déferlante de P1. Nous avons distingué dans les produits de la déferlante de P1 les échantillons ponceux des échantillons vitreux.

- la figure II-13 révèle que les inclusions vitreuses des produits des différents styles éruptifs de P1 et la plupart de celles des nuées de 1929 ont des compositions semblables. Les inclusions vitreuses du dôme de 1929, de la déferlante du 8 mai 1902 et quelques unes des nuées de 1929 ont des compositions distinctes des précédentes, plus proches du pôle  $\text{Qz}+\text{Or}$ , donc plus différenciées.

- la figure II-14A montre que les compositions des inclusions vitreuses des ponces de P1 (retombée plinienne, coulée ponceuse ou ponces de la déferlantes) sont regroupées entre 74.3-76.3 % de  $\text{SiO}_2$  et 12.5-13.9 % de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  recalculés sur une base anhydre. Les compositions des inclusions vitreuses des fragments lithiques de la déferlante de P1 sont légèrement plus riches en silice, de 74.3 à 77 %  $\text{SiO}_2$ . Celles des fragments lithiques de la déferlante du 8 mai 1902 ou du dôme de 1929 varient de 76.8 à 79.5 % de  $\text{SiO}_2$  et de 9.4 à 10.6 % de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , un champ distinct de celui des compositions d'inclusions des ponces de P1. Le champ de composition des inclusions vitreuses de 1929 est très étendu, de 75.1 à 81.0 % de  $\text{SiO}_2$  et de 8.4 à 12.5 % de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , interférant avec tous les autres champs. La figure II-14B montre que le pourcentage de  $\text{CaO}$  des inclusions diminue des produits ponceux aux produits lithiques dans l'ordre suivant : ponces de P1, fragments lithiques de la déferlante de P1, des nuées de 1929, de la déferlante du 8 mai 1902 et dôme de 1929. La figure II-14C montre surtout les fortes proportions de fer des inclusions vitreuses du dôme de 1929.

### \* Interprétation

- Pour un même type éruptif, bien que les inclusions soient piégées dans des plagioclases aux compositions très différentes les unes des autres, c'est à dire témoignant de conditions différentes de cristallisation (température, teneur en eau du liquide, pression), la composition de ces inclusions est relativement constante. Ceci traduit une relative homogénéité des compositions des liquides magmatiques au cours du temps. De ce fait, les inclusions des plagioclases et des orthopyroxènes ont sensiblement les mêmes compositions, excepté le rapport  $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ , qui est plus important pour les inclusions des orthopyroxènes. Ces différences du rapport  $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$  de ces verres peuvent être reliées à une interaction liquide-orthopyroxène.

- Les figures II-13 et II-14 montrent que les compositions des inclusions vitreuses varient en fonction du type éruptif considéré. Les champs représentatifs des inclusions du dôme

Tableau II-9 : DONNEES STATISTIQUES SUR LES COMPOSITIONS (SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO %) DES VERRES NATURELS DES DIFFERENTS TYPES ERUPTIFS

### INCLUSIONS VITREUSES

Type éruptif	Nombre analyses	SiO <sub>2</sub> moyenne	écart-type	min/max	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> moyenne	écart-type	min/max	CaO moyenne	écart-type	min/max
Dôme 1929	10	78.1	0.7	77.2/79.5	10.2	0.3	9.4/10.5	0.5	0.1	0.3/0.8
Nuées 1929	26	77.4	1.5	75.1/81.0	10.7	1.4	8.4/12.5	1.5	0.3	0.9/2.0
Déferlante 8 mai 1902	5	77.8	0.6	76.8/78.6	9.9	0.5	9.5/10.6	0.9	0.1	0.8/1.1
Déferlante P1 (lithiques)	16	76.7	0.7	74.3/77.0	12.4	0.5	11.6/13.3	2.1	0.4	1.6/2.8
Déferlante P1 (ponces)	27	75.1	0.5	74.4/76.1	13.0	0.2	12.5/13.3	2.4	0.1	2.0/2.6
Retombée P1	30	75.3	0.5	74.3/76.3	13.2	0.3	12.5/13.8	2.3	0.2	2.0/2.7
Coulée ponceuse P1	10	74.8	0.6	73.8/75.9	13.4	0.3	13.1/13.9	2.8	0.2	2.6/3.2

### VERRES INTERSTITIELS

Type éruptif	Nombre analyses	SiO <sub>2</sub> moyenne	écart-type	min/max	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> moyenne	écart-type	min/max	CaO moyenne	écart-type	min/max
<b>Verres sans microlites</b>										
Déferlante P1 (lithiques)	48	74.9	0.6	73.7/76.1	13.2	0.2	12.8/13.8	2.4	0.2	2.1/2.8
Déferlante P1 (ponces)	5	74.3	0.2	74.1/74.5	13.1	0.1	12.9/13.3	2.3	0.0	2.2/2.3
Retombée P1	12	76.0	0.6	75.2/77.1	12.8	0.2	12.4/13.2	2.2	0.0	2.1/2.3
<b>Verres avec microlites</b>										
Nuées 1929	12	77.4	1.4	76.0/80.1	11.7	0.8	10.1/12.6	1.4	0.5	0.4/1.8
Déferlante P1 (ponces)	16	75.6	0.3	75.0/76.2	12.9	0.2	12.6/13.4	2.3	0.1	2.1/2.5
Retombée de P1	10	75.6	0.6	74.8/76.7	13.1	0.4	12.5/13.6	2.3	0.1	2.1/2.6
Coulée ponceuse P1	5	74.0	0.2	74.0/74.4	13.5	0.1	13.3/13.6	2.9	0.2	2.7/3.2



**Tableau II-10 : SELECTION D'ANALYSES D'INCLUSIONS VITREUSES (Montagne Pelée)**

	DOME 1929	NUEES 1929				DEFERLANTE 8 MAI 1902		
	56	57	61	65	82	171	176	177
SiO2	76.107	78.039	76.804	74.162	77.230	74.954	74.828	76.002
FeO	2.780	2.814	3.229	1.958	2.952	2.802	2.388	3.228
Na2O	3.708	3.770	3.844	5.030	4.000	3.407	3.942	2.998
K2O	2.738	2.563	2.847	2.171	3.071	4.828	3.180	4.015
Al2O3	8.514	8.780	8.818	11.367	8.561	10.024	10.231	9.241
MnO	0.103	0.271	0.172	0.065	0.128	0.053	0.110	0.173
MgO	0.506	0.481	0.648	0.264	0.461	0.380	0.320	0.448
CaO	1.187	1.445	1.497	1.462	1.557	0.860	0.788	1.035
TiO2	0.352	0.427	0.440	0.354	0.382	0.272	0.377	0.352
total	95.995	98.590	98.299	96.833	98.342	97.580	96.164	97.492
SiO2a	79.282	79.155	78.133	76.588	78.532	76.813	77.813	77.957
FeOa	2.896	2.854	3.285	2.022	3.002	2.871	2.483	3.311
Na2Oa	3.863	3.824	3.911	5.195	4.067	3.492	4.099	3.075
K2Oa	2.852	2.600	2.896	2.242	3.123	4.947	3.307	4.118
Al2O3a	8.869	8.906	8.971	11.739	8.705	10.272	10.640	9.479
MnOa	0.107	0.275	0.175	0.067	0.130	0.054	0.114	0.177
MgOa	0.527	0.488	0.659	0.273	0.469	0.389	0.333	0.459
CaOa	1.237	1.466	1.523	1.510	1.583	0.882	0.819	1.062
TiO2a	0.367	0.433	0.448	0.366	0.388	0.279	0.392	0.361
Totala	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Plagio%	13.200	13.400	13.900	21.900	13.900	13.000	15.800	11.200
OPX%	0.100		0.100	-1E-01	-8E-01	0.100	0.600	0.600
Qz+Or%	86.700	86.600	86.000	78.100	87.000	86.900	83.600	88.200
FeOa*	0.846	0.854	0.833	0.881	0.865	0.881	0.882	0.878

	179	180	DEFERLANTE P1						
			43m	44b	111	28	29	95	94
SiO2	76.045	75.136	72.179	73.953	69.830	70.151	69.250	69.428	68.258
FeO	3.070	3.311	2.446	2.760	2.139	1.871	2.722	1.744	2.244
Na2O	3.706	3.266	3.898	4.334	3.500	3.757	3.895	4.220	3.940
K2O	3.147	3.450	2.096	2.094	1.950	1.965	2.051	2.690	2.020
Al2O3	9.376	9.173	11.887	12.590	11.325	12.178	11.923	11.803	12.172
MnO	0.099	0.085	0.314	0.141	0.181	0.189	0.192	0.132	
MgO	0.483	0.534	0.403	0.390	0.385	0.308	0.428	0.348	0.338
CaO	0.908	0.746	1.718	2.300	1.791	2.374	2.381	2.160	2.374
TiO2	0.304	0.380	0.367	0.435	0.197	0.295	0.269	0.239	0.202
total	97.138	96.081	95.308	98.997	91.298	93.088	93.111	92.764	91.548
SiO2a	78.286	78.199	75.733	74.703	76.486	75.360	74.374	75.844	74.560
FeOa	3.160	3.446	2.566	2.788	2.343	2.010	2.923	1.880	2.451
Na2Oa	3.815	3.399	4.090	4.378	3.834	4.036	4.183	4.549	4.304
K2Oa	3.240	3.591	2.199	2.115	2.136	2.111	2.203	2.900	2.206
Al2O3a	9.652	9.547	12.472	12.717	12.404	13.082	12.805	12.724	13.296
MnOa	0.102	0.089	0.329	0.142	0.198	0.203	0.206	0.142	
MgOa	0.497	0.556	0.423	0.394	0.422	0.331	0.460	0.375	0.369
CaOa	0.935	0.776	1.803	2.324	1.962	2.550	2.557	2.328	2.593
TiO2a	0.313	0.396	0.385	0.440	0.216	0.317	0.289	0.258	0.221
Totala	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Plagio%	13.900	12.400	19.200	21.300	18.100	20.200	21.000	21.800	21.900
OPX%	0.700	1.100	1.600	1.000	1.500	0.900	1.100	-1E-01	1.000
Qz+Or%	85.400	86.500	79.200	77.600	80.400	78.900	77.900	78.200	77.200
FeOa*	0.864	0.861	0.858	0.876	0.848	0.859	0.864	0.834	0.869

\* FeO/(FeO+MgO) recalculé à 100 %

Les inclusions vitreuses dont le nom se termine par "OPX" signifient qu'elles sont piégées dans un orthopyroxène

	121OPX	122OPX	137	138	139	140OPX	RETOMBEE P1		
							58c	59mOPX	61mOPX
SiO2	71.009	70.921	70.211	69.689	70.883	71.039	71.509	69.950	70.159
FeO	2.595	2.462	2.766	2.184	2.392	2.332	2.172	2.492	2.505
Na2O	3.770	4.060	3.820	3.560	3.840	3.670	3.572	3.670	3.656
K2O	2.100	2.270	2.030	1.750	1.930	1.990	1.966	1.984	2.092
Al2O3	11.881	12.867	12.285	12.113	12.272	12.213	12.257	12.648	12.750
MnO		0.067	0.179		0.141	0.092	0.150	0.075	0.183
MgO	0.154	0.264	0.396	0.388	0.323	0.352	0.434	0.240	0.167
CaO	1.778	2.146	2.418	2.041	2.264	2.275	2.520	2.344	2.330
TiO2	0.357	0.260	0.290	0.215	0.314	0.274	0.330	0.148	0.270
total	93.644	95.317	94.395	91.940	94.359	94.237	94.910	93.551	94.112
SiO2a	75.829	74.405	74.380	75.798	75.121	75.383	75.344	74.772	74.548
FeOa	2.771	2.583	2.930	2.375	2.535	2.475	2.071	2.121	2.223
Na2Oa	4.026	4.259	4.047	3.872	4.070	3.894	3.764	3.923	3.885
K2Oa	2.243	2.382	2.151	1.903	2.045	2.112	2.071	2.121	2.223
Al2O3a	12.687	13.499	13.014	13.175	13.006	12.960	12.914	13.520	13.548
MnOa		0.070	0.190		0.149	0.098	0.158	0.080	0.195
MgOa	0.164	0.277	0.420	0.422	0.342	0.374	0.458	0.257	0.178
CaOa	1.899	2.251	2.562	2.220	2.399	2.414	2.655	2.505	2.475
TiO2a	0.381	0.273	0.307	0.234	0.333	0.291	0.348	0.159	0.287
Totals	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Plagio%	19.200	21.700	20.700	19.400	20.300	19.500	19.200	20.500	20.400
OPX%	1.300	1.300	1.400	1.800	1.300	1.400	1.300	1.500	1.400
Qz+Or%	79.500	77.000	78.000	78.700	78.400	79.100	79.500	78.000	78.200
FeOa*	0.944	0.903	0.875	0.849	0.881	0.869	0.833	0.912	0.937

	64m	65m	67m	69m	71m	72m	50	53	55	57
SiO2	70.942	69.036	69.389	70.106	69.943	68.683	69.560	69.439	70.048	69.993
FeO	2.537	2.455	2.145	1.955	2.296	2.359	2.871	2.397	2.597	2.502
Na2O	3.598	3.549	3.758	3.861	3.528	3.636	3.587	3.845	3.558	3.641
K2O	2.003	1.962	1.898	1.974	2.087	1.864	1.860	1.864	1.890	1.851
Al2O3	12.195	12.705	12.081	12.093	12.011	12.527	12.374	12.676	12.174	12.435
MnO	0.096	0.037	0.096		0.054	0.173	0.270	0.005	0.083	0.058
MgO	0.381	0.355	0.289	0.370	0.362	0.393	0.556	0.411	0.368	0.459
CaO	2.051	2.470	2.233	2.085	2.095	2.436	2.274	2.450	2.342	2.390
TiO2	0.212	0.280	0.172	0.272	0.319	0.255	0.262	0.215	0.260	0.295
total	94.015	92.849	92.061	92.716	92.695	92.326	93.614	93.302	93.320	93.624
SiO2a	75.459	74.354	75.374	75.614	75.455	74.391	74.655	74.797	75.414	75.115
FeOa	2.698	2.644	2.330	2.109	2.477	2.555	3.082	2.582	2.796	2.685
Na2Oa	3.827	3.822	4.082	4.164	3.806	3.938	3.850	4.142	3.831	3.907
K2Oa	2.131	2.113	2.062	2.129	2.251	2.019	1.996	2.008	2.035	1.986
Al2O3a	12.971	13.683	13.123	13.043	12.958	13.568	13.280	13.655	13.106	13.345
MnOa	0.102	0.040	0.104		0.059	0.187	0.290	0.006	0.089	0.062
MgOa	0.406	0.382	0.313	0.399	0.390	0.426	0.596	0.443	0.396	0.493
CaOa	2.182	2.660	2.426	2.249	2.260	2.638	2.440	2.639	2.522	2.565
TiO2a	0.225	0.302	0.187	0.293	0.344	0.276	0.281	0.232	0.280	0.317
Totals	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Plagio%	19.200	20.600	20.400	20.400	19.100	20.900	20.100	21.600	19.600	20.200
OPX%	1.800	1.700	1.200	1.200	1.500	1.700	2.200	1.600	1.600	1.800
Qz+Or%	79.000	77.700	78.500	78.400	79.400	77.400	77.600	76.800	78.800	78.000
FeOa*	0.869	0.874	0.882	0.841	0.864	0.857	0.838	0.854	0.876	0.845

\* FeO/(FeO+MgO) recalculé à 100 %

Les inclusions vitreuses dont le nom se termine par "OPX" signifient qu'elles sont piégées dans un orthopyroxène

COULEE PYROCLASTIQUE PONCEUSE P1									
	59	26	27	29	30	33	34	35	44
SiO2	70.329	70.164	68.932	70.806	69.847	71.368	69.443	68.174	67.391
FeO	2.442	2.160	2.348	2.617	1.946	2.491	2.532	2.594	2.264
Na2O	3.679	3.489	3.482	3.319	3.502	3.825	3.527	3.749	3.614
K2O	1.810	1.505	1.563	1.575	1.685	1.753	1.683	1.542	1.489
Al2O3	12.338	12.299	12.157	12.540	12.045	12.903	12.879	12.794	12.480
MnO		0.090	0.106	0.006	0.061		0.163	0.046	0.236
MgO	0.332	0.454	0.363	0.446	0.343	0.509	0.501	0.386	0.459
CaO	2.320	2.573	2.608	2.541	2.398	2.450	2.573	2.824	2.889
TiO2	0.367	0.337	0.250	0.280	0.155	0.302	0.237	0.224	0.170
total	93.617	93.071	91.809	94.130	91.982	95.601	93.538	92.333	90.992
SiO2a	75.124	75.388	75.082	75.222	75.936	74.652	74.240	73.835	74.063
FeOa	2.609	2.321	2.557	2.780	2.116	2.606	2.707	2.809	2.488
Na2Oa	3.930	3.749	3.793	3.526	3.807	4.001	3.771	4.060	3.972
K2Oa	1.933	1.617	1.702	1.673	1.832	1.834	1.799	1.670	1.636
Al2O3a	13.179	13.215	13.242	13.322	13.095	13.497	13.769	13.856	13.715
MnOa		0.097	0.115	0.006	0.066		0.174	0.050	0.259
MgOa	0.355	0.488	0.395	0.474	0.373	0.533	0.536	0.418	0.504
CaOa	2.478	2.765	2.841	2.699	2.607	2.563	2.751	3.058	3.175
TiO2a	0.392	0.362	0.272	0.297	0.169	0.316	0.253	0.243	0.187
Totala	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Plagio%	20.100	19.600	19.900	19.000	19.300	21.000	20.700	22.200	21.700
OPX%	1.500	1.700	1.500	2.100	1.300	1.900	2.200	1.600	1.500
Qz+Or%	78.400	78.700	78.600	78.900	79.400	77.100	77.200	76.200	76.800
FeOa*	0.880	0.826	0.866	0.854	0.850	0.830	0.835	0.870	0.831

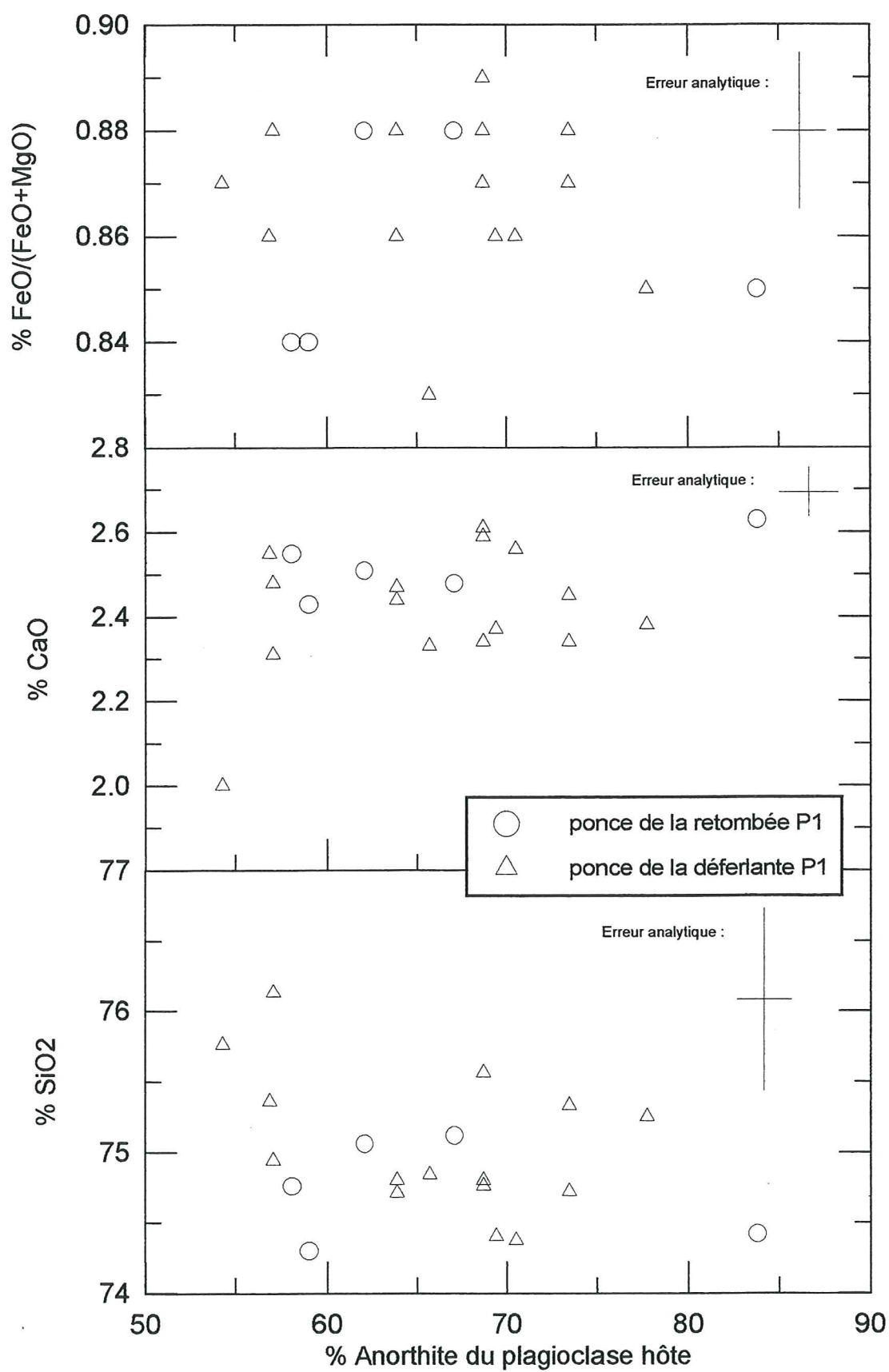
  

	45	46
SiO2	70.258	70.880
FeO	2.457	2.321
Na2O	3.744	3.848
K2O	1.746	1.762
Al2O3	12.478	12.744
MnO	0.169	0.057
MgO	0.395	0.420
CaO	2.442	2.549
TiO2	0.200	0.200
total	93.889	94.781
SiO2a	74.831	74.783
FeOa	2.617	2.449
Na2Oa	3.988	4.060
K2Oa	1.860	1.859
Al2O3a	13.290	13.446
MnOa	0.180	0.060
MgOa	0.421	0.443
CaOa	2.601	2.689
TiO2a	0.213	0.211
Totala	100.00	100.00
Plagio%	20.600	21.100
OPX%	1.600	1.500
Qz+Or%	77.800	77.400
FeOa*	0.862	0.847

\* FeO/(FeO+MgO) recalculé à 100 %

Les inclusions vitreuses dont le nom se termine par "OPX" signifient qu'elles sont piégées dans un orthopyroxène





**Figure II-12 :** Composition des inclusions vitreuses (en % d'oxydes recalculés sur base anhydre) en fonction de la composition du plagioclase hôte

de 1929, de la déferlante du 8 mai 1902, et de certaines inclusions des nuées de 1929 sont étirés vers les fortes teneurs en  $\text{SiO}_2$ . Bien que les verres des nuées de 1929 contiennent jusqu'à 1.5 % de  $\text{CaO}$ , leur composition rhyolitique autorise leur comparaison avec celle des liquides expérimentaux dans le système Quartz-Albite-Orthose (Tuttle & Bowen, 1958). Dans ce système, la teneur maximum en  $\text{SiO}_2$  des liquides à l'équilibre avec un feldspath seul (sans quartz) à basse pression ( $P_{\text{H}_2\text{O}} = 500$  bar, correspondant à des conditions d'équilibration dans le conduit) est de 79.7 %  $\text{SiO}_2$  (pour 11.4 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 3.6 %  $\text{Na}_2\text{O}$  et 5.1 %  $\text{K}_2\text{O}$ ). Cette teneur maximum en  $\text{SiO}_2$  des liquides rhyolitiques peut être considérée comme quasiment constante entre 500 et 1 bar  $P_{\text{H}_2\text{O}}$ . Il s'en suit qu'en aucun cas les inclusions vitreuses dont les teneurs en  $\text{SiO}_2$  (normalisées au système étudié) sont supérieures à 79.7 % (ou inférieures à 11.4 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) ne sont représentatives de compositions de liquide magmatique à l'équilibre avec un feldspath seul, ces liquides devant nécessairement être à l'équilibre avec du quartz ou bien être métastables. Le tableau ci-dessous montre l'exemple de recalcul des compositions des verres des produits de 1929 projetés dans le système Qz-Ab-Or, comparativement à la composition du liquide de composition minimum à 500 bars dans ce système :

PROJECTION DES COMPOSITIONS DES INCLUSIONS VITREUSES DANS LE SYSTEME  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Na}_2\text{O-K}_2\text{O}$ 

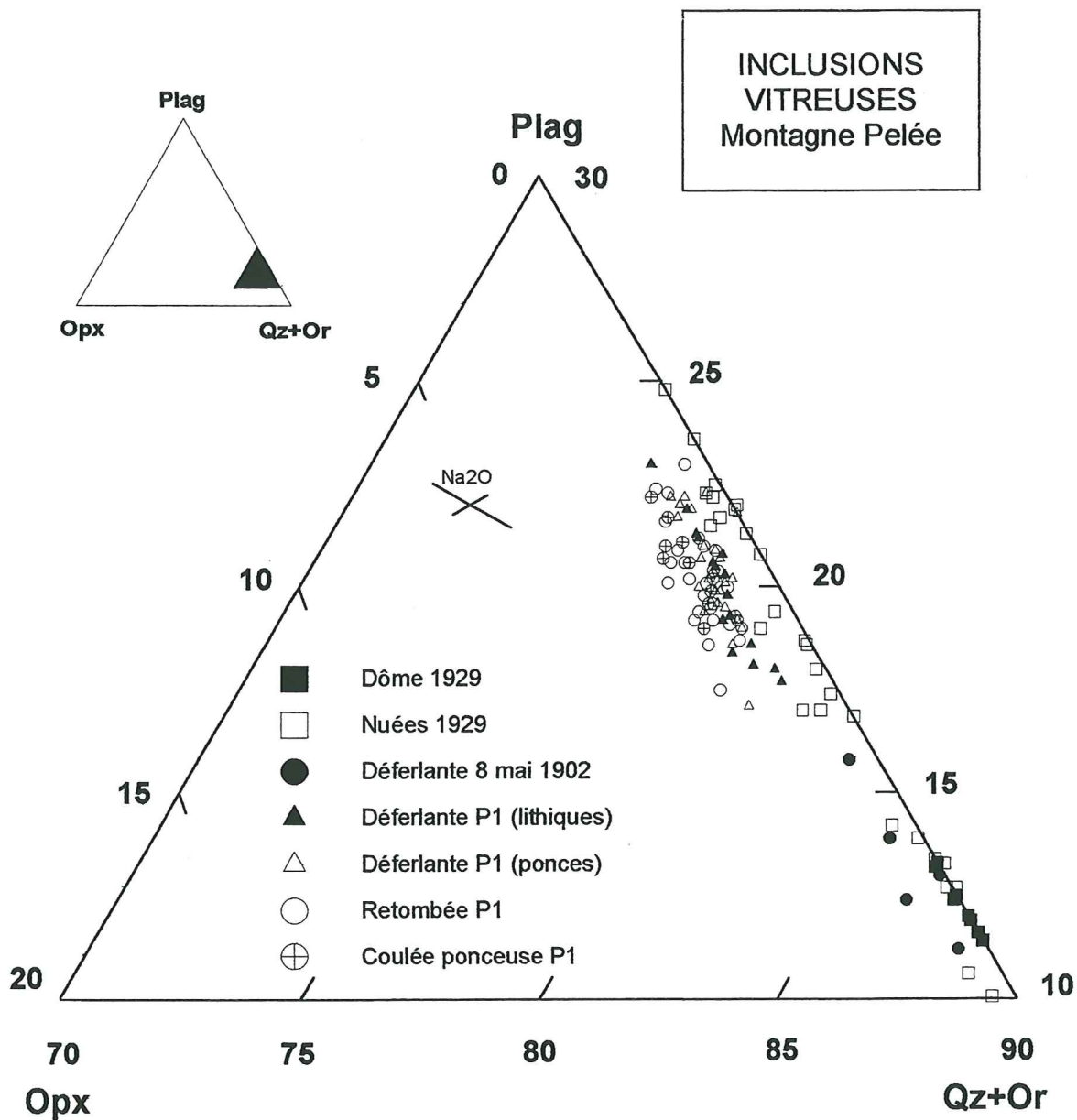
Type de verre	$P_{\text{H}_2\text{O}}$ (bar)	$\text{SiO}_2$ anhydre	$\text{SiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$ (recalculés)
Composition minimum dans syst. Qz-Ab-Or	500 bar	79.7	79.7	11.4	3.6	5.1
Dôme 1929						
inclusion vitreuse n°56		79.3*	83.6	9.3	4.1	3.0
Nuées 1929						
inclusion vitreuse n°57		79.2*	83.8	9.4	4.0	2.7
Nuées 1929						
inclusion vitreuse n°65		76.6*	80.0	12.2	5.4	2.3

\* voir tableau II-8

Le tableau montre qu'un certain nombre d'inclusions vitreuses (en moyenne celles dont les compositions en  $\text{SiO}_2$  poids % sont supérieures à ~77 %) ont des compositions trop riches en  $\text{SiO}_2$  et pauvres en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  pour pouvoir correspondre à des liquides silicatés en équilibre stable avec leur minéral hôte.

Les compositions particulières des inclusions vitreuses des produits péléens suggèrent d'importantes interactions avec le minéral hôte, pendant ou après la formation du dôme. Les inclusions piégées dans les plagioclases ont des compositions appauvries en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ou  $\text{CaO}$ , donc en constituants du plagioclase et enrichies en  $\text{K}_2\text{O}$ , donc en constituant exclu du plagioclase. Il semblerait qu'une couche de plagioclase ait cristallisé aux dépens de l'inclusion. La figure II-11 montre, certes, que les inclusions ayant réagi avec leur minéral hôte (notamment le phénomène B), par comparaison avec celles n'ayant pas (ou moins) réagi peuvent être écartées. Cependant si toutes les inclusions des produits d'un type éruptif ont réagi avec les minéraux hôtes, nous n'avons pas les moyens de le détecter.

Ces interactions inclusion/minéral hôte ne semblent affecter que les fragments lithiques des éruptions péléennes de 1902 et 1929, et une partie de ceux de la déferlante de P1. Ces produits péléens ont subi un refroidissement lent à proximité de la surface (dans un dôme). Les produits pliniens, échantillonnés plus profondément et trempés plus vite, ont les inclusions vitreuses les moins riches en  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ou  $\text{CaO}$ . Les inclusions du dôme de 1929 étant les plus affectées suggèrent que la cristallisation du minéral hôte aux dépens de l'inclusion vitreuse sont d'autant plus importantes que le magma se refroidit lentement.

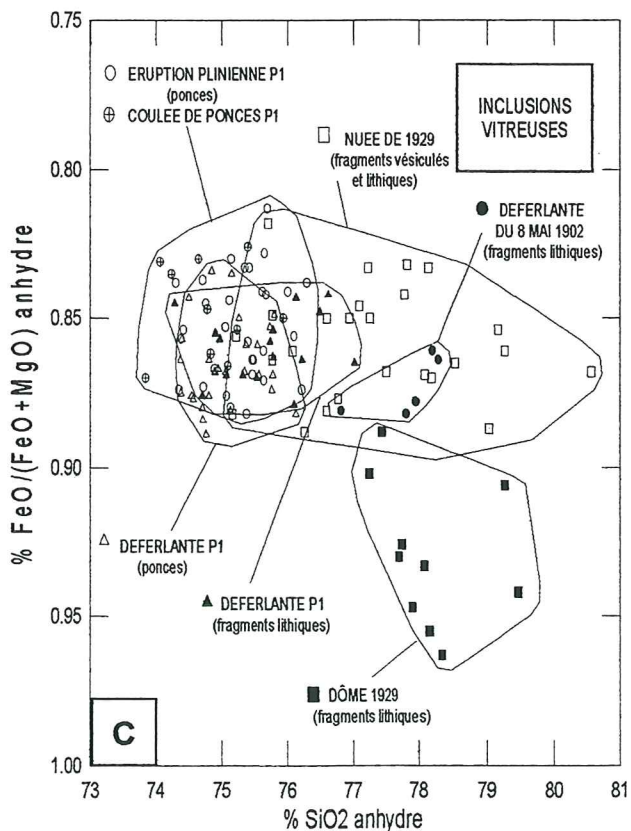
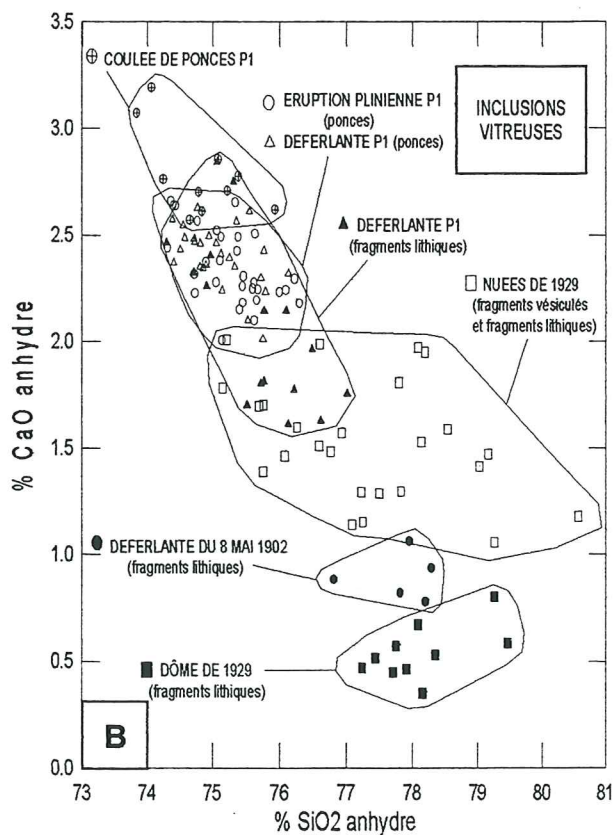
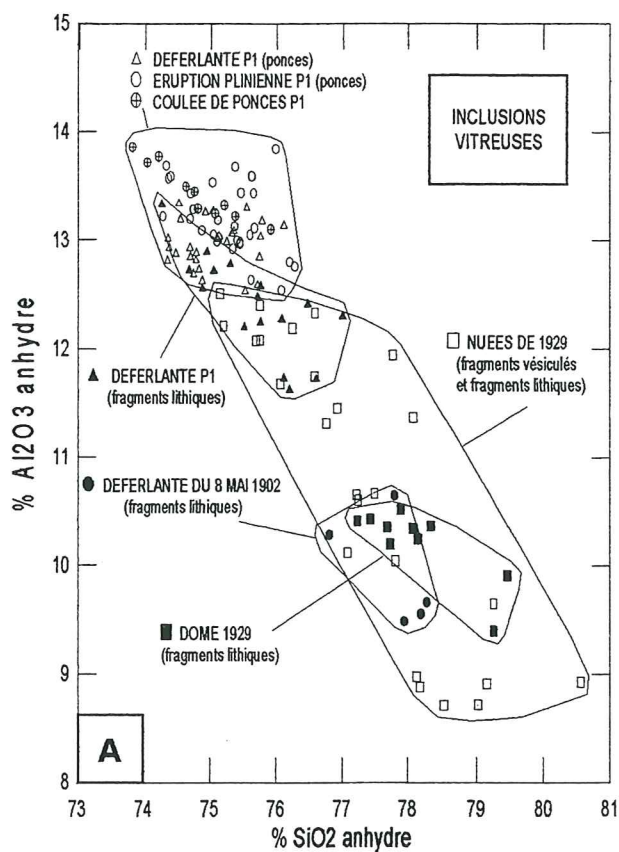


**Figure II-13 :** Représentation de la composition des inclusions vitreuses dans un diagramme Plagioclase-Orthopyroxène-(Quartz+Orthose) normatifs (d'après Merzbacher & Eggler, 1984)



**Figure II-14 : Diagrammes de représentation des compositions des inclusions vitreuses des éruptions récentes de la Montagne Pelée (pourcentage d'oxyde recalculé sur une base anhydre)**

- A)  $\text{Al}_2\text{O}_3$  vs.  $\text{SiO}_2$   
 B)  $\text{CaO}$  vs.  $\text{SiO}_2$   
 C)  $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$  vs.  $\text{SiO}_2$



On peut estimer la vitesse de refroidissement du magma en fonction de l'évolution des compositions des inclusions vitreuses. Les inclusions vitreuses de la déferlante du 8 mai 1902 ont des compositions proches de celles du dôme de 1929, suggérant des vitesses de refroidissement comparables. Les inclusions des fragments (lithiques ou ponceux) de la déferlante de P1 peuvent être classées en 2 catégories : celles qui ont les mêmes compositions qu'une partie des inclusions des ponces de P1 (retombée plinienne ou coulée), et celles qui ont les mêmes compositions que les inclusions les moins évoluées des nuées de 1929. Les premières suggèrent une vitesse de refroidissement comparable à certaines ponces de la retombée de P1. Les secondes suggèrent une vitesse de refroidissement plus lente, comparable à celle des nuées de 1929.

Ces différentes vitesses de refroidissement peuvent être interprétées en terme de temps de résidence du magma en surface, ou de profondeur de déclenchement de l'éruption. En effet, plus le magma reste longtemps en surface, dans un dôme où une température relativement élevée est maintenue, plus les réactions inclusion-minéral hôte sont importantes. Selon le même principe et pour des éruptions de style comparable (exemple : des déferlantes péleennes), plus l'éruption est déclenchée en surface, plus le minéral hôte a le temps de réagir avec l'inclusion vitreuse. En conclusion, si la déferlante de P1 et celle du 8 mai 1902 ont été déclenchées à des profondeurs comparables, celle de P1 semble avoir résidé moins longtemps en surface. Si les différences de vitesse de refroidissement traduisent plutôt des différences de profondeur de déclenchement de l'éruption, la déferlante de P1 semble alors partie plus profondément que celle du 8 mai 1902.

#### II.4) b- Verres interstitiels

Les types éruptifs étudiés sont les mêmes que précédemment pour les inclusions vitreuses.

La planche II-4 montre quelques exemples de textures de mésostase pour les types éruptifs étudiés. On peut supposer que la composition chimique d'un verre dépourvu de microlites n'a pas été modifiée depuis son état d'équilibre avec les compositions des bordures des phénocristaux. Elle pourrait être théoriquement comparable à la composition d'une inclusion vitreuse piégée aux derniers instants de la croissance d'un minéral. Mais les mésostases sont fréquemment microlitisées, et la composition des verres interstitiels est susceptible d'être modifiée.

Alors que l'intérêt de l'étude des mésostases holovitreuses (sans cristaux) est de révéler les compositions des verres aux prémices de l'éruption, celui de l'étude des mésostases cristallisées est de traduire l'évolution des compositions des verres au cours de l'éruption et du refroidissement.

##### **\* aspect**

Au microscope optique, en lumière naturelle, les verres interstitiels sont de couleur brune ou transparente.

##### **\* Composition**

Le tableau II-9 présente les moyennes, écart-types, valeurs minimales et maximales des analyses en poids % de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{CaO}$  des verres interstitiels des différents types éruptifs. Le tableau II-11 présente une sélection arbitraire d'analyses complètes en éléments majeures des différents types éruptifs étudiés.

Les compositions des verres interstitiels naturels sont rhyolitiques.

Les figures II-15 et II-16A/C permettent de comparer les champs respectifs des compositions de verres interstitiels des différentes éruptions de P1 (retombée et déferlante de

## **Planche II-4 : Photos de mésostases**

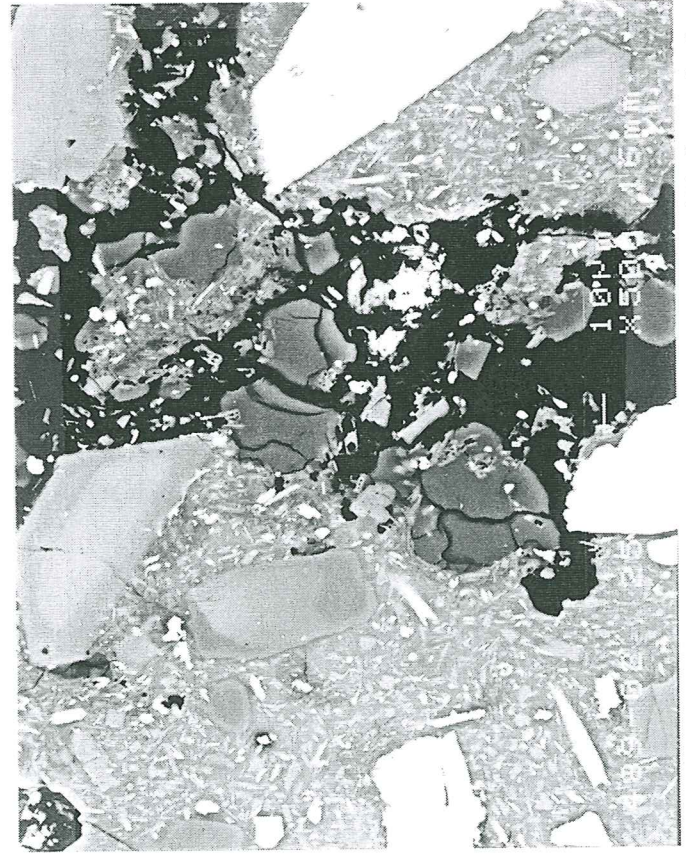
- A) mésostase holovitreuse d'une ponce de la retombée de P1
- B) mésostase holovitreuse d'un fragment lithique de la déferlante de P1
- C) mésostase holocristalline d'un fragment lithique de la déferlante du 8 mai 1902
- D) mésostase très cristallisée d'une ponce de la déferlante de P1



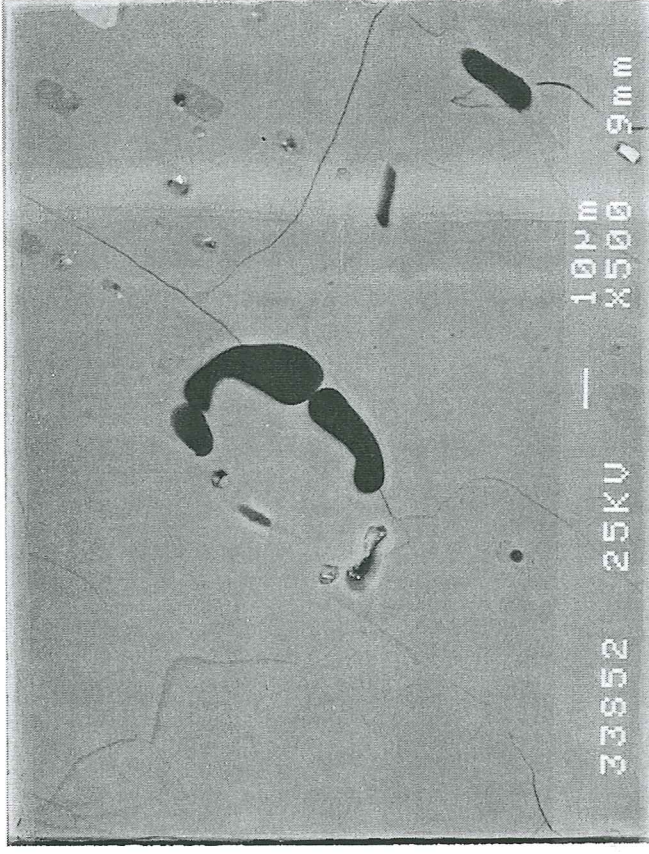
Planche II-4 : Photos MEB de mésostases



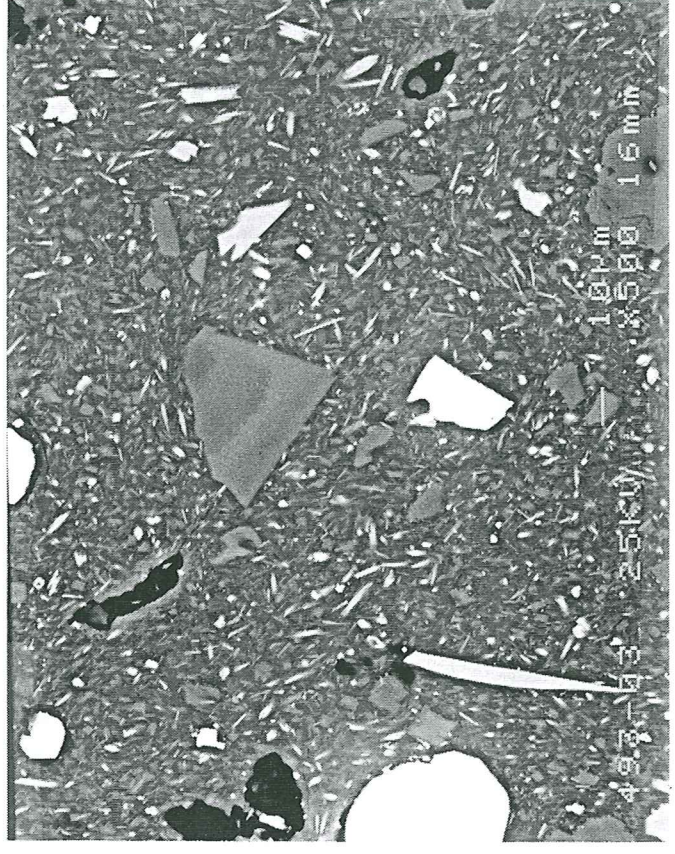
A) mésostase holovitreuse d'une ponce de la retombée de P1



C) mésostase holocristalline d'un fragment lithique de la déferlante du 8 mai 1902



B) mésostase holovitreuse d'un fragment lithique de la déferlante de P1



D) mésostase très cristallisée d'une ponce de la déferlante de P1



**Tableau II-11 : SELECTION D'ANALYSES DE VERRES INTERSTITIELS (Montagne Pelée)**

	NUEE 1929		DEFERLANTE P1									
	72M	73M	39	41	42	143	105M	107M	150M			
SiO2	78.640	79.200	75.153	74.607	74.596	74.804	75.037	75.553	72.250			
FeO	1.542	1.535	2.425	2.347	2.555	2.645	2.600	2.572	3.299			
Na2O	3.559	3.445	3.924	3.780	3.797	3.804	3.718	3.836	3.709			
K2O	3.861	3.819	1.752	1.836	1.829	1.896	1.986	1.982	1.922			
Al2O3	10.299	9.990	12.692	12.914	13.190	12.780	12.731	12.913	13.304			
MnO	0.139	0.026	0.155	0.267	0.062	0.062	0.044	0.207	0.097			
MgO	0.126	0.108	0.355	0.347	0.368	0.380	0.380	0.391	0.461			
CaO	0.469	0.437	2.300	2.369	2.404	2.275	2.332	2.345	2.735			
TiO2	0.275	0.307	0.229	0.267	0.357	0.240	0.307	0.324	0.272			
total	98.910	98.867	98.830	98.622	99.363	98.886	99.135	100.12	98.049			
SiO2a	79.839	80.441	76.043	75.650	75.074	75.646	75.692	75.461	73.688			
FeOa	1.566	1.559	2.454	2.379	2.571	2.675	2.623	2.569	3.364			
Na2Oa	3.613	3.499	3.971	3.833	3.822	3.847	3.750	3.832	3.783			
K2Oa	3.920	3.879	1.773	1.862	1.841	1.917	2.004	1.979	1.960			
Al2O3a	10.457	10.146	12.842	13.095	13.275	12.924	12.842	12.897	13.569			
MnOa	0.142	0.026	0.157	0.269	0.063	0.063	0.044	0.206	0.099			
MgOa	0.128	0.109	0.359	0.351	0.370	0.384	0.383	0.391	0.470			
CaOa	0.476	0.443	2.328	2.402	2.419	2.301	2.353	2.342	2.790			
TiO2a	0.279	0.312	0.231	0.271	0.359	0.243	0.310	0.323	0.277			
Totala	100.42	100.42	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00			
Plagio%	13.100	12.300	19.400	19.400	19.800	19.200	18.800	19.200	20.800			
OPX%	0.300	0.300	1.500	1.600	1.800	1.700	1.600	1.600	2.100			
Qz+Or%	86.600	87.400	79.100	79.100	78.400	79.100	79.600	79.200	77.100			
FeOa*	0.924	0.935	0.872	0.871	0.874	0.977	0.984	0.926	0.877			
	152M	88M	89M	113M	114M	115M	117M	118M	120M	131M		
SiO2	72.896	75.059	75.103	74.547	73.035	73.110	74.340	73.490	73.721	73.674		
FeO	2.473	2.482	2.488	2.435	2.275	2.393	2.453	2.348	2.074	2.268		
Na2O	3.698	3.738	3.870	3.858	4.140	4.090	4.050	4.060	4.030	4.190		
K2O	1.971	1.972	2.050	1.795	1.950	2.050	2.080	2.170	2.040	2.170		
Al2O3	13.258	12.792	12.408	12.890	12.247	12.584	12.546	12.610	12.316	12.599		
MnO		0.097	0.183	0.145		0.257	0.097	0.041	0.292	0.220		
MgO	0.426	0.396	0.368	0.403	0.418	0.421	0.353	0.338	0.357	0.302		
CaO	2.752	2.262	2.107	2.100	2.283	2.202	2.216	2.065	2.125	2.212		
TiO2	0.292	0.279	0.237	0.355	0.297	0.197	0.270	0.285	0.307	0.259		
total	97.766	99.077	98.814	98.528	96.645	97.304	98.405	97.407	97.262	97.894		
SiO2a	74.561	75.759	76.277	75.661	75.923	75.485	75.857	75.796	76.150	75.581		
FeOa	2.529	2.505	2.527	2.472	2.364	2.471	2.503	2.421	2.142	2.327		
Na2Oa	3.783	3.773	3.930	3.916	4.304	4.223	4.133	4.187	4.163	4.298		
K2Oa	2.016	1.990	2.082	1.822	2.027	2.117	2.122	2.238	2.107	2.226		
Al2O3a	13.561	12.911	12.602	13.082	12.732	12.993	12.802	13.006	12.721	12.925		
MnOa		0.098	0.186	0.147		0.265	0.099	0.043	0.301	0.225		
MgOa	0.436	0.400	0.374	0.409	0.434	0.435	0.360	0.349	0.368	0.310		
CaOa	2.815	2.284	2.140	2.132	2.374	2.274	2.262	2.130	2.195	2.269		
TiO2a	0.299	0.281	0.241	0.361	0.309	0.203	0.276	0.294	0.317	0.265		
Totala	100.00	100.00	100.36	100.00	100.47	100.46	100.41	100.46	100.46	100.43		
Plagio%	20.400	18.900	18.800	19.500	20.600	20.600	19.900	20.300	19.800	20.800		
OPX%	1.600	1.700	1.400	1.900	1.000	1.300	1.200	1.300	1.100	0.900		
Qz+Or%	78.000	79.400	79.800	78.600	78.400	78.000	78.900	78.400	79.200	78.300		
FeOa*	0.853	0.962	0.931	0.944	1.000	0.903	0.962	0.983	0.877	0.912		

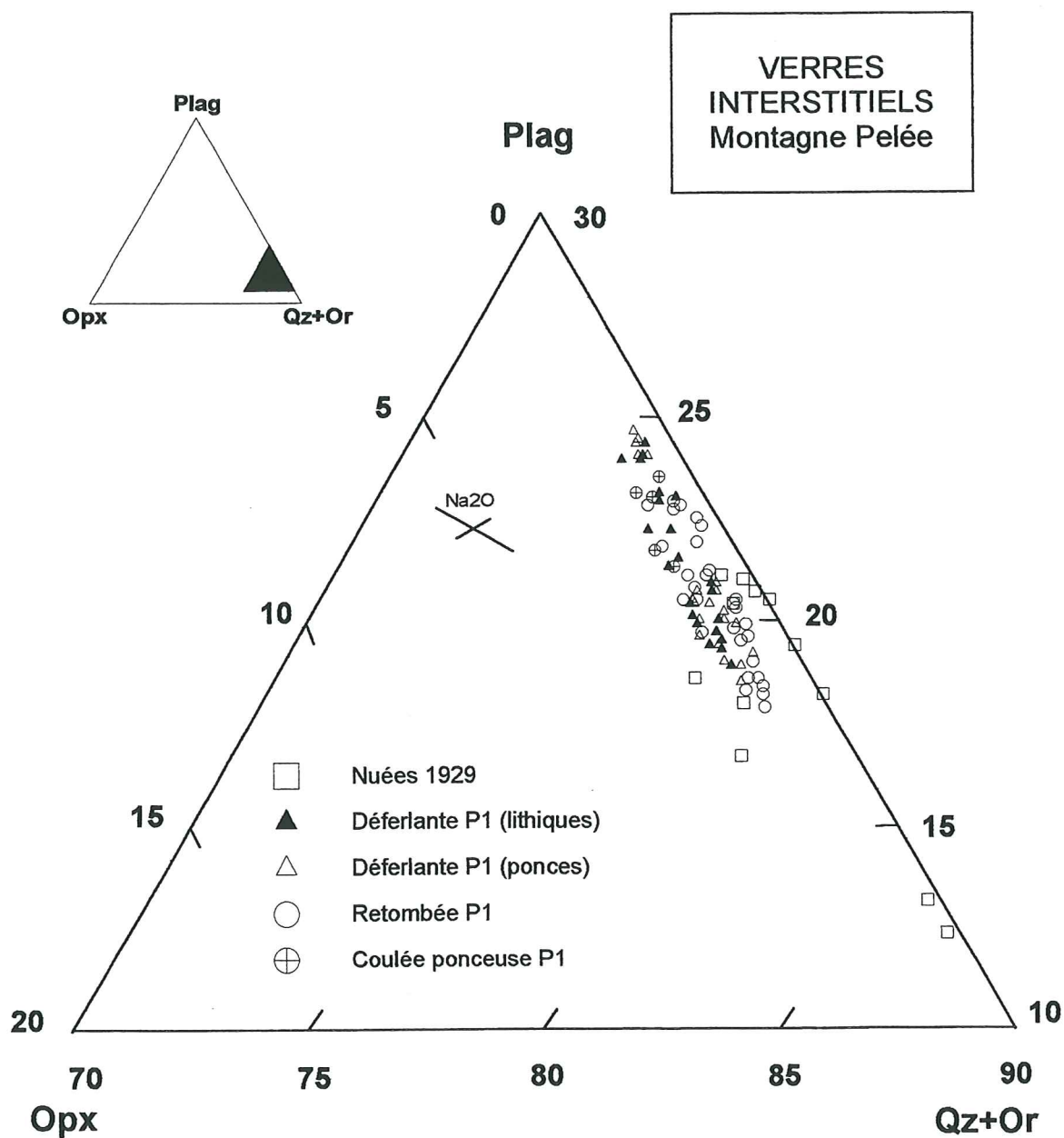
\* Les verres dont le nom se termine par la lettre M signifient qu'ils contiennent des microlites

	RETOMBEE P1								
	132M	133M	134M	65	73	74	75	76	43M
SiO2	73.300	75.901	75.300	75.914	74.588	75.285	76.126	74.393	74.545
FeO	2.215	2.142	2.404	2.425	1.970	1.909	2.166	2.271	2.383
Na2O	4.100	3.928	4.041	3.683	3.634	3.621	3.847	3.815	3.647
K2O	2.110	2.012	1.961	1.802	1.874	1.939	2.005	1.849	2.061
Al2O3	12.272	12.669	13.204	12.582	12.446	12.348	12.521	12.081	12.208
MnO		0.017	0.152		0.014			0.037	
MgO	0.357	0.277	0.388	0.365	0.254	0.322	0.303	0.328	0.347
CaO	2.078	2.409	2.243	2.198	2.244	2.032	2.198	2.004	2.187
TiO2	0.277	0.240	0.355	0.284	0.274	0.229	0.205	0.237	0.260
total	96.709	99.595	100.05	99.253	97.298	97.685	99.371	97.015	97.638
SiO2a	76.155	76.210	75.263	76.485	76.660	77.070	76.607	76.682	76.336
FeOa	2.302	2.151	2.403	2.443	2.024	1.954	2.180	2.341	2.440
Na2Oa	4.260	3.944	4.039	3.711	3.735	3.707	3.871	3.933	3.735
K2Oa	2.192	2.020	1.960	1.816	1.926	1.985	2.018	1.906	2.111
Al2O3a	12.750	12.720	13.197	12.677	12.792	12.640	12.601	12.453	12.501
MnOa		0.017	0.152		0.015			0.039	
MgOa	0.370	0.278	0.388	0.368	0.261	0.329	0.305	0.338	0.355
CaOa	2.159	2.419	2.242	2.215	2.307	2.080	2.212	2.065	2.239
TiO2a	0.288	0.241	0.355	0.286	0.281	0.234	0.206	0.244	0.266
Totala	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Plagio%	20.100	19.100	20.300	18.200	18.300	17.800	18.500	18.500	18.100
OPX%	1.000	0.900	1.600	1.700	1.300	1.400	1.200	1.400	1.300
Qz+Or%	78.800	79.900	78.100	80.200	80.500	80.800	80.300	80.100	80.600
FeOa*	1.000	0.992	0.941	0.869	0.886	0.856	0.877	0.874	0.873

	COULEE PYROCLASTIQUE PONCEUSE P1				
	22M	37M	39M	40M	41M
SiO2	70.542	70.748	70.044	70.891	70.972
FeO	2.774	2.617	2.664	2.770	2.989
Na2O	4.219	4.142	4.308	3.925	3.769
K2O	1.663	1.803	1.819	1.739	1.523
Al2O3	12.856	13.013	12.557	12.884	12.758
MnO	0.114		0.018	0.041	0.062
MgO	0.481	0.426	0.418	0.468	0.493
CaO	2.626	2.765	2.730	2.556	3.039
TiO2	0.369	0.220	0.279	0.282	0.202
total	95.644	95.734	94.837	95.556	95.807
SiO2a	74.025	74.174	74.187	74.450	74.322
FeOa	2.911	2.743	2.822	2.909	3.130
Na2Oa	4.427	4.343	4.563	4.122	3.947
K2Oa	1.745	1.890	1.927	1.826	1.595
Al2O3a	13.491	13.643	13.300	13.531	13.360
MnOa	0.119		0.019	0.043	0.065
MgOa	0.505	0.447	0.443	0.491	0.516
CaOa	2.756	2.899	2.891	2.685	3.182
TiO2a	0.387	0.231	0.295	0.296	0.211
Totala	100.36	100.37	100.45	100.35	100.33
Plagio%	23.000	22.900	23.400	21.600	21.200
OPX%	1.500	1.300	0.800	1.800	1.600
Qz+Or%	75.500	75.900	75.800	76.600	77.200
FeOa*	0.852	0.860	0.864	0.856	0.858

\* Les verres dont le nom se termine par la lettre M signifient qu'ils contiennent des microlites





**Figure II-15 :** Représentation de la composition des verres interstitiels dans un diagramme Plagioclase-Orthopyroxène-(Quartz+Orthose) normatifs (d'après Merzbacher & Eggler, 1984)

P1 ; nous avons distingué dans les produits de la déferlante de P1 les échantillons ponceux des échantillons vitreux ) :

- La figure II-15 montre que les compositions de ces verres sont relativement groupées, à l'exception de deux analyses de verres des produits de nuées de 1929. Les verres avec microlites des nuées de 1929 représentent les compositions les plus riches en Quartz+Orthose, donc les plus différenciées.

- La figure II-16 représente les compositions des verres interstitiels de mésostase avec et sans microlites. La figure II-16A montre que les compositions des verres des mésostases holovitreuses de la déferlante et de la retombée de P1 (avec ou sans microlites) sont relativement bien regroupées entre 73.7 et 77.1 % de  $\text{SiO}_2$  et entre 12.4 et 13.8 % de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Les verres de la coulée de P1, dont les mésostases sont abondamment microlitisées ont des compositions proches des précédentes (74.0-74.4 %  $\text{SiO}_2$  et 13.3-13.6 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) alors que celles des verres des nuées de 1929 varient de 76 à 80.1 % de silice et de 10.1 à 12.6 % de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ .

#### **\* Interprétation**

- Les champs représentatifs des compositions chimiques des verres interstitiels de mésostases holovitreuses des différents types éruptifs sont plus restreints que ceux des inclusions vitreuses, traduisant l'homogénéité des compositions des derniers liquides de la chambre magmatique.

- Les verres des mésostases à microlites des nuées de 1929 ont des compositions plus différenciées que celles de P1. Parmi ces dernières compositions, les deux plus riches en silice sont anormales pour des liquides silicatés à l'équilibre avec un plagioclase seul (voir discussion concernant les inclusions vitreuses). Les autres compositions de verres des nuées de 1929 peuvent être considérées comme représentatives de liquides ayant évolué par cristallisation de microlites, de façon analogue aux verres interstitiels des produits du Mont St. Helens, USA, qui se différencient (diminution en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$  et  $\text{CaO}$  et augmentation en  $\text{K}_2\text{O}$ ) avec la cristallisation de microlites de plagioclases (de composition  $< \text{An}_{50}$ ), de pyroxènes et d'oxydes ferrotitanés (Geschwind & Rutherford, 1995).

- Comparativement aux verres sans microlites, les verres avec microlites des ponces de la déferlante de P1 ont évolué vraisemblablement selon le même principe que ceux des nuées de 1929. Par contre, dans le cas de l'éruption P1, les verres interstitiels avec ou sans microlites de la retombée de P1 ont sensiblement les mêmes compositions, ce qui s'explique par la faible quantité de microlites cristallisant dans la retombée de P1. Les verres très microlitisés des ponces de la coulée de P1 ont des compositions légèrement différentes des précédentes. L'explication de l'absence de l'effet chimique, dû à une microlitisation importante, constaté sur les verres des nuées de 1929 ou ceux des ponces de la déferlante de P1, serait à rechercher dans le mécanisme de cristallisation des microlites dans la coulée de P1 (pendant le refroidissement de la coulée).

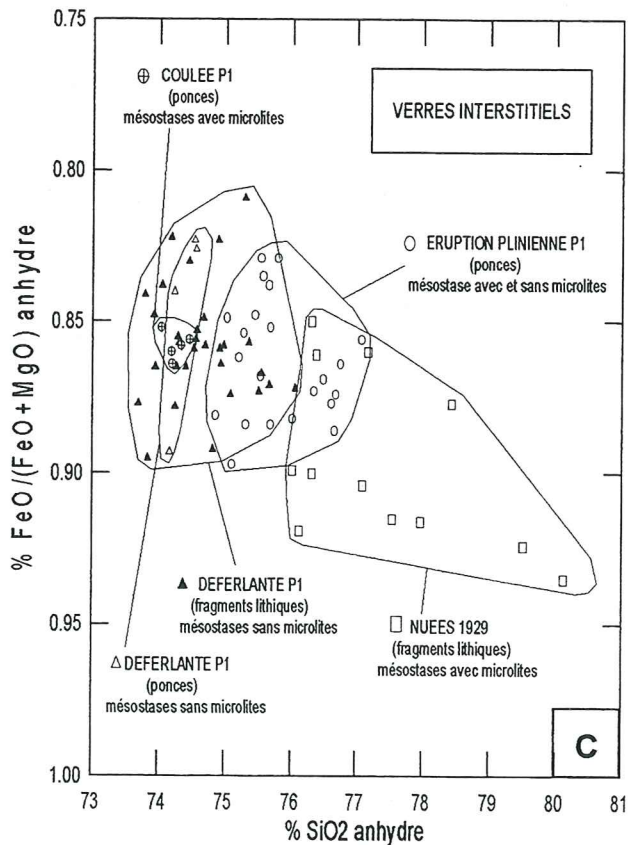
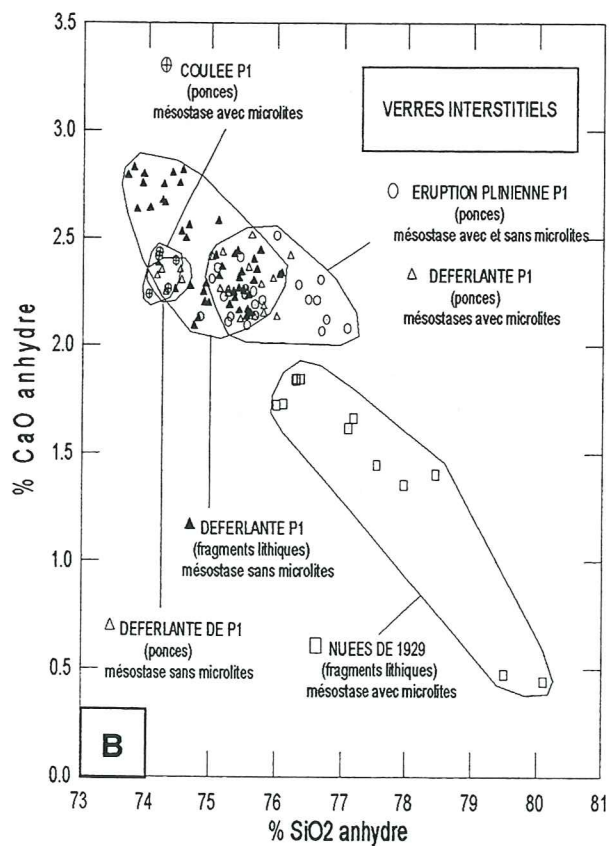
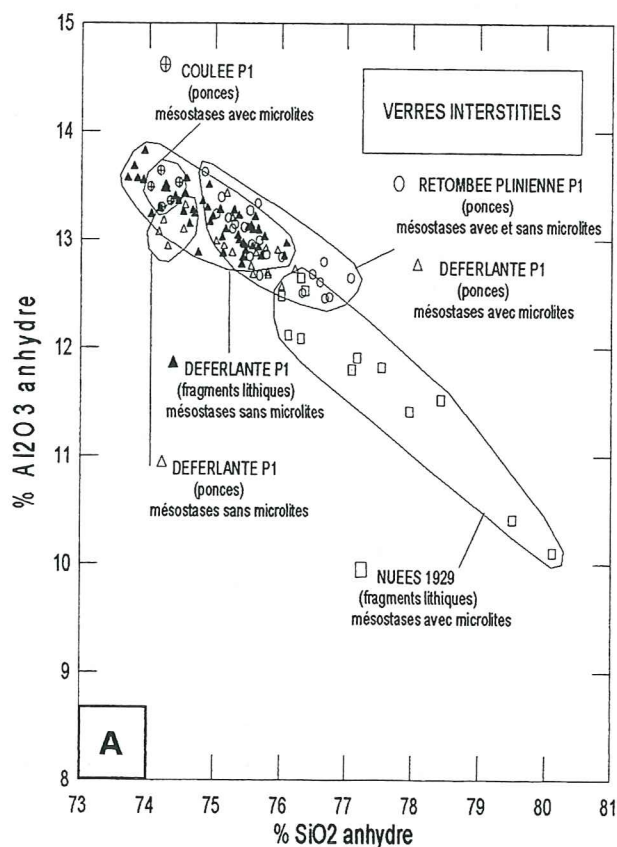
#### **II.4) c- Conclusions sur l'étude des compositions chimiques des verres naturels**

- Les inclusions piégées dans les plagioclases riches en calcium ( $\sim \text{An}_{80}$ ) ont les mêmes compositions que celles piégées dans des plagioclases plus albitiques ( $\sim \text{An}_{55}$ ). Ces inclusions suggèrent que la composition du liquide magmatique ne varie pas significativement des conditions de cristallisation des plagioclases  $\text{An}_{80}$  à celles des plagioclases  $\text{An}_{55}$ .

- Les inclusions des éruptions péleennes de 1902-1929 ont des compositions anormalement riches en  $\text{SiO}_2$  et  $\text{K}_2\text{O}$ , et appauvries en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{CaO}$  : le minéral hôte semble avoir cristallisé aux dépens de l'inclusion. Ce phénomène est d'autant plus important que les vitesses de refroidissement sont lentes, interprétables en terme de temps de résidence du

**Figure II-16 : Diagrammes de représentation des compositions des verres interstitiels des éruptions récentes de la Montagne Pelée (pourcentage d'oxyde recalculé sur une base anhydre)**

- A)  $\text{Al}_2\text{O}_3$  vs.  $\text{SiO}_2$   
 B)  $\text{CaO}$  vs.  $\text{SiO}_2$   
 C)  $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$  vs.  $\text{SiO}_2$





magma en surface et/ou de profondeur de déclenchement de l'éruption. Ceci pourrait signifier que la déferlante de P1 est restée moins longtemps en surface, et/ou a été déclenchée plus profondément que celle du 8 mai 1902.

- Les verres interstitiels des nuées de 1929 ont des compositions différenciées par rapport à celles de l'éruption P1, qui peuvent s'expliquer par la cristallisation de microlites. Les compositions des verres interstitiels de P1 ont des compositions relativement groupées, qui ne montrent pas de différences chimiques avec la microlitisation.

- Les inclusions vitreuses et les verres interstitiels sont de composition rhyolitique. Dans le cas de l'éruption P1, les compositions des verres interstitiels sont très voisines de celles des inclusions vitreuses, autrement dit, le liquide piégé dans les phénocristaux est de même composition que le liquide interstitiel de la mésostase. Par conséquent, les inclusions vitreuses et les verres interstitiels de P1 peuvent l'un et l'autre représenter le liquide silicaté dans la chambre magmatique. Dans le cas des nuées de 1929, les inclusions vitreuses et les verres interstitiels ont également des compositions comparables. Les compositions des liquides interstitiels sont modifiées par la cristallisation de microlites, les moins évoluées étant voisines des compositions des verres de P1 qui sont représentatives du liquide dans la chambre magmatique. Le fait que les inclusions vitreuses dans les nuées de 1929 aient une composition comparable à celle des verres interstitiels indique qu'elles ont subi une évolution post-piégeage. Ceci représente un cas où les inclusions ne peuvent pas être considérées comme reflétant les compositions des liquides dans la chambre magmatique. Un modèle d'évolution de la chambre andésitique par cristallisation fractionnée seule, en système fermé, montrerait du verre résiduel plus évolué que les inclusions vitreuses. Un modèle d'évolution de la chambre par mélange seul, avec un magma plus basique, serait caractérisé par des inclusions aux compositions similaires à ce magma mafique, mais nous n'avons pas d'inclusions vitreuses de composition  $< 74\%$   $\text{SiO}_2$  (pourcentage d'oxyde recalculé à 100 %). En revanche, on peut envisager l'hypothèse de la cristallisation fractionnée d'un magma andésitique dont la composition du liquide serait "tamponnée" par les conditions du réservoir magmatique. Les verres interstitiels analysés par Fichaut (1986) dans des éruptions de la période intermédiaire de l'édification de la Montagne Pelée montrent que les verres interstitiels des basaltes (roche totale) sont de compositions andésitiques acides à dacitiques, et que ceux des andésites basiques et acides sont rhyolitiques. Au contact entre les deux fractions, aucune composition intermédiaire de verre interstitiel n'est observée. Ceci suggère qu'au cours du fractionnement des basaltes aux andésites acides, la composition du verre interstitiel est constante dès les andésites basiques.

## II.5) TENEUR EN $\text{H}_2\text{O}$ DES VERRES NATURELS

Tout comme les compositions chimiques des inclusions vitreuses peuvent représenter la composition du liquide magmatique, en équilibre avec celle du minéral hôte à l'instant du piégeage, on admet que les teneurs en volatils des magmas sont "fossilisées" dans les inclusions vitreuses (Anderson, 1974 ; Melson, 1983). Autrement dit, mesurer les teneurs en volatils des inclusions revient à déterminer la teneur en volatils dans la chambre magmatique. En revanche, les verres interstitiels doivent enregistrer l'histoire du dégazage au niveau du conduit magmatique.

Les volatils peuvent être de l'eau, du dioxyde de carbone, des gaz soufrés, chlorés ou fluorés. Mais l'eau est le principal constituant volatil dans les verres des produits de la Montagne Pelée. Nous avons mesuré les teneurs en eau par deux procédés : la spectrométrie infrarouge et la déficience à 100 % de l'analyse microsonde.

Les échantillons sélectionnés sont les mêmes que précédemment.



## II.5) a- Spectrométrie infrarouge

### $\alpha$ - Méthodologie

L'eau dissoute dans les verres naturels peut être dosée par spectrométrie infrarouge (Anderson et al, 1989). Cette méthode est l'une des plus précises et permet de doser séparément les différents volatils.

Ses inconvénients majeurs sont les suivants :

- la détermination des coefficients d'absorbance : les mesures doivent être calibrées par des verres standards aux compositions et teneurs en eau proches de celles des verres à analyser. Des verres standards de compositions rhyolitiques ou albitiques ont déjà été déterminés (Newman et al, 1986 ; Silver & Stolper, 1989 ; Nowak, 1991), mais les différences de composition entre les verres standards et les verres analysés peuvent engendrer des variations significatives sur la détermination des teneurs en volatils. Par conséquent, il est plus précis de réaliser ses propres verres standards, à partir des verres à analyser.

- la résolution spatiale faisceau d'analyse : la plage de verre à analyser doit avoir un diamètre supérieur à 30  $\mu\text{m}$ .

La teneur en eau ( $C_{H_2O}$ ) d'un échantillon mesurée par spectrométrie infrarouge est donnée par la relation suivante, dérivée de la loi de Lambert-Beer :

$$C_{H_2O} = \frac{M_{H_2O}}{d * \rho} * \left( \frac{E_{5200}}{\epsilon_{H_2O}} + \frac{E_{4500}}{\epsilon_{OH}} \right) \quad (\text{Stolper, 1982})$$

$M_{H_2O}$  (g) : masse moléculaire de l'eau, soit 18.02 g

$d$  (cm) : épaisseur de l'échantillon précisément connue

$\rho$  (g/l) : masse volumique de l'échantillon

$E_{5200}$  et  $E_{4500}$  (unité d'absorbance) : absorbance des bandes à 5200 et 4500  $\text{cm}^{-1}$ , respectivement eau moléculaire (H-O-H) et eau dissoute sous forme de groupements hydroxyles (T-O-H)

$\epsilon_{H_2O}$  et  $\epsilon_{OH}$  (l/mol/cm) : coefficients d'absorbance (ou d'extinction) de référence respectivement de l'eau moléculaire et de l'eau dissoute sous forme de groupements hydroxyles.

### Coefficients d'absorbance

Les coefficients d'absorbance  $\epsilon_{H_2O}$  et  $\epsilon_{OH}$  sont les ordonnées à l'origine des équations de droites ci-dessous, déterminées par des verres standards aux compositions voisines des échantillons étudiés et de teneurs en eau connues (Behrens et al, 1995) :

$$\frac{M_{H_2O} * E_{5200}}{d * \rho * C_{H_2O}} = \epsilon_{H_2O} - \frac{\epsilon_{H_2O}}{\epsilon_{OH}} * \frac{M_{H_2O} * E_{4500}}{d * \rho * C_{H_2O}}$$

$$\frac{M_{H_2O} * E_{4500}}{d * \rho * C_{H_2O}} = \epsilon_{OH} - \frac{\epsilon_{OH}}{\epsilon_{H_2O}} * \frac{M_{H_2O} * E_{5200}}{d * \rho * C_{H_2O}}$$

La composition des verres standards est celle du verre interstitiel de la mésostase de la retombée de P1, séparé de ses minéraux par densité. La séparation n'étant pas parfaite, les échantillons de verres sont parfois accompagnés de restes de minéraux, d'où sa composition chimique (tableau ci-dessous) un peu moins différenciée que celles des verres interstitiels pliniens analysés à la microsonde (tableau II-9). Nous avons ajouté, à ce verre interstitiel, 3

teneurs en eau différentes (par une fusion à 1300°C sous une pression de 4 kb, pour éviter la formation de bulles dans les échantillons). Nos 3 verres standards contiennent 2, 4.6 et 6.3 % d'eau (voir ci-dessous).

ANALYSE CHIMIQUE RECALCULEE A 100% DU VERRE INTERSTITIEL DE LA RETOMBEE DE P1 SEPARÉ DE SES CRISTAUX, UTILISÉ COMME VERRE STANDARD

	SiO <sub>2</sub>	FeO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	TiO <sub>2</sub>	Total
Standard recalculé 100%	70.98	2.28	4.07	1.64	16.19	0.11	0.41	4.45	0.24	100

-  $C_{H_2O}$

Les teneurs en eau (eau initiale du verre interstitiel + eau ajoutée) des échantillons de verres standards ont été mesurées par titration Karl Fischer à l'université de Hanovre (Holtz et al, 1995 ; Behrens et al, 1995). Les résultats de ces teneurs mesurées sont les suivantes :

- 1.99 % H<sub>2</sub>O (= Std 2%), verre sans adjonction d'eau

- 4.59 % H<sub>2</sub>O (= Std 4.6%)

- 6.33 % H<sub>2</sub>O (= Std 6.3%)

Chaque teneur en eau ci-dessus est la moyenne de 2 mesures de titration (précision : 0.15 %)

-  $d$

Les épaisseurs des échantillons, préparés en double-polis, doivent être très précisément connues. Elles ont été mesurées au comparateur micrométrique. Les résultats des mesures sont indiquées dans le tableau ci-dessous.

-  $\rho$

Les densités ont été mesurées par double-pesée : dans l'air (masse de l'échantillon) et dans l'eau (détermination du volume selon le principe d'Archimède). La mesure de la densité de chaque échantillon s'est avérée imprécise pour 2 raisons :

\*une quantité insuffisante de produits fondus : l'échantillon Std 2% pesait moins de 3 mg, et la pesée dans l'eau était à la limite de la précision de la balance.

\* malgré leur fusion à 4 kb, les échantillons possèdent quelques micro-bulles surestimant les mesures de volume.

La figure II-17 montre les résultats des mesures de densité et le tableau ci-dessous les valeurs choisies.

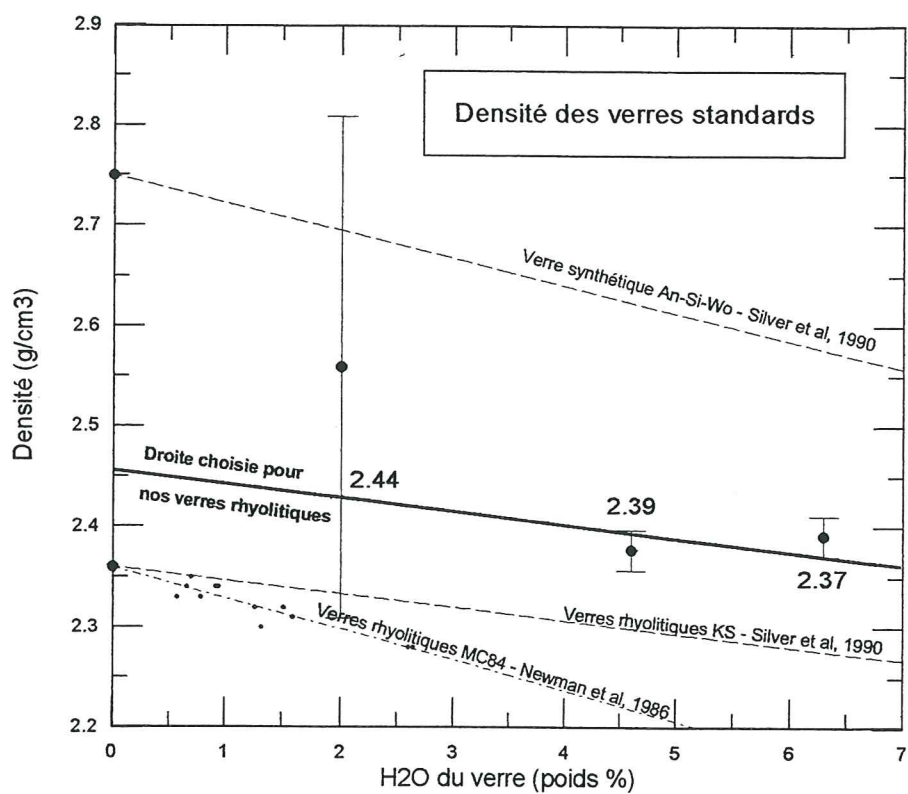
-  $E_{5200}$  et  $E_{4500}$

Les absorbances des bandes à 5200 et 4500 cm<sup>-1</sup> ont été mesurées pour chacun des 3 spectres infrarouge (figure II-18) et les valeurs sont reportées dans le tableau ci-dessous.

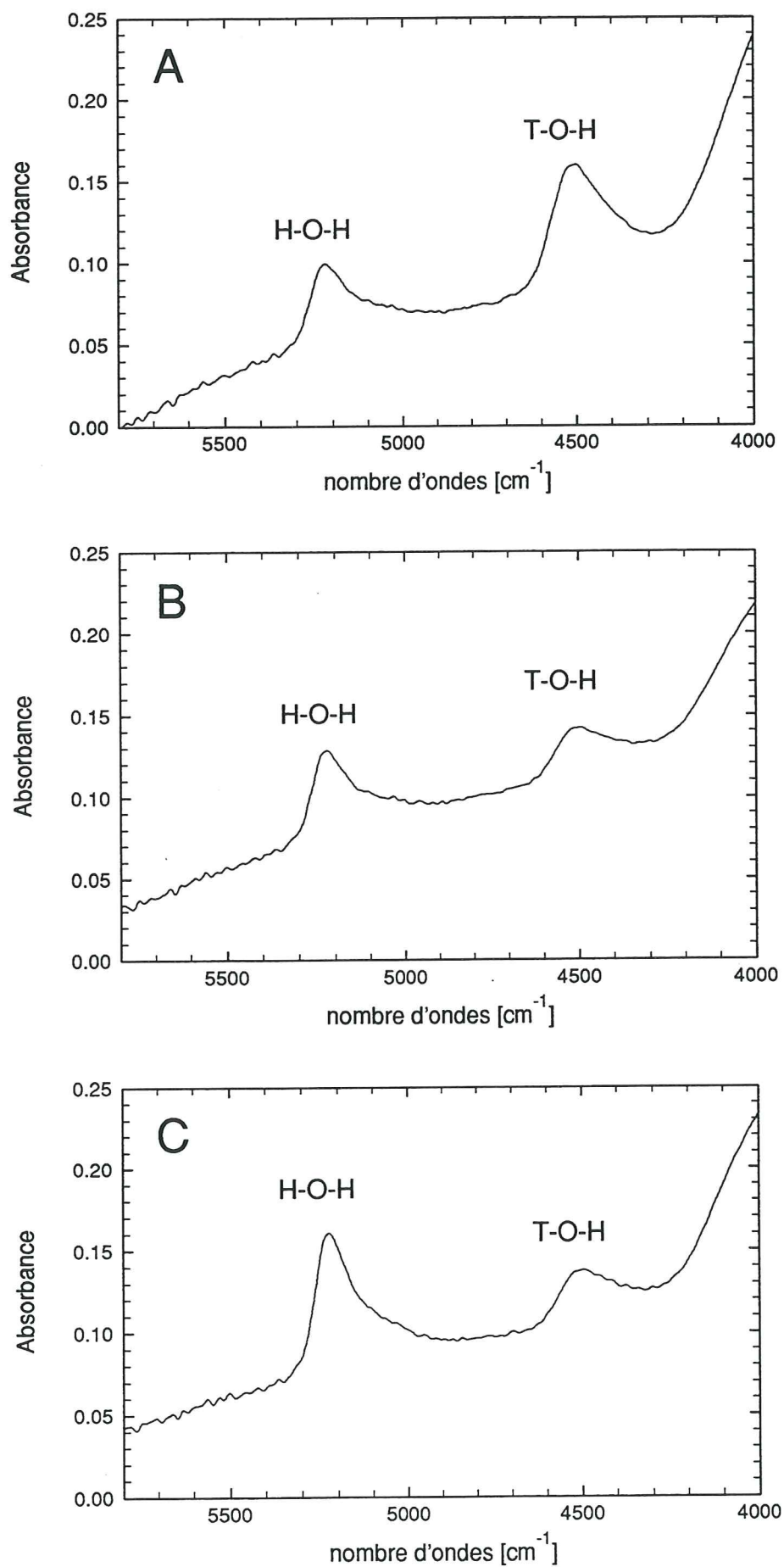
CARACTERISTIQUES DES VERRES STANDARDS

DESIGNATION	$C_{H_2O}$ (g)	$d$ ( $\mu$ m)	$\rho$ (g/l)	$E_{5200}$ (unité Abs)	$E_{4500}$ (unité Abs)
Std 2 %	0.002	320	2460	0.052	0.072
Std 4.6 %	0.046	93	2390	0.054	0.026
Std 6.3 %	0.063	95	2370	0.087	0.029





**Figure II-17 :** Densité des verres standards déterminée par la méthode des double-pesées



**Figure II-18:** Spectres infrarouge des verres standards contenant A) 2.0 %, B) 4.6 %, C) 6.3 % d'eau (en poids).

Les coefficients d'absorbance de l'eau ont été déterminés d'après les données ci-dessous (figure II-19) :

$$\varepsilon_{\text{H}_2\text{O}} = 1.47 \text{ l/mol/cm}$$

$$\varepsilon_{\text{OH}} = 1.37 \text{ l/mol/cm}$$

Ces coefficients sont un peu différents de ceux calculés par Newman et al (1986) ou Silver et al (1989) (tableau ci-dessous). La variabilité du coefficient d'absorbance  $\varepsilon_{\text{OH}}$  (1.13-1.73) laisse suggérer que ces coefficients peuvent avoir des valeurs significativement différentes suivant la composition du verre analysé. Il apparaît donc important de déterminer les propres coefficients du verre étudié.

Référence	Composition du verre	Coefficients d'absorbance en l/mol/cm	
		$\varepsilon_{\text{H}_2\text{O}}$	$\varepsilon_{\text{OH}}$
Newman et al (1986)	rhyolitique	$1.61 \pm 0.05$	$1.73 \pm 0.02$
Silver et al (1988)	albitique	$1.67 \pm 0.06$	$1.13 \pm 0.04$

### $\beta$ - Mesure des verres naturels

La figure II-20 montre le spectre infrarouge d'une inclusion vitreuse de plagioclase dans un échantillon de la retombée plinienne de P1, et le tableau ci-dessous sa teneur en eau, déterminée suivant le protocole décrit précédemment. La précision de la mesure est fonction de la teneur en eau de l'échantillon, mais dépend surtout des épaisseurs de l'échantillon : Les plus épais permettent des mesures plus précises, de l'ordre de  $\pm 0.2$  %. Notre échantillon était très mince, la précision de la mesure peut être estimée à  $\pm 0.5$  %.

#### MESURE DE LA TENEUR EN EAU D'UNE INCLUSION VITREUSE PAR SPECTROSCOPIE INFRAROUGE

DESIGNATION	Type érupt. Réf. Ech.	d ( $\mu\text{m}$ )	$\rho$ (g/l)	$E_{5200}$ (unité absorb.)	$E_{4500}$ (unité absorb.)	$\text{CH}_2\text{O}$ (poids%)
Inclusion vitreuse dans un plagioclase (800 scans)	Retombée P1 MT36Z (lame 658)	18	2370	0.018	0.005	<b><math>6.7 \pm 0.5</math></b>

Le spectre infrarouge de cette inclusion vitreuse montre qu'elle ne contient pas de  $\text{CO}_2$  : pas de bande d'absorbance à la fréquence caractéristique du  $\text{CO}_2$  moléculaire ( $2350 \text{ cm}^{-1}$ ), exceptée celle du  $\text{CO}_2$  de l'air.

Il n'a pas été possible d'utiliser en routine la méthode de spectroscopie infrarouge mise au point pour les inclusions vitreuses des produits récents de la Montagne Pelée : elles sont de trop petites tailles. Néanmoins la seule analyse réalisée est directe, précise et intervient de façon essentielle pour confirmer la validité de la seconde méthode analytique employée pour le dosage de l'eau (déficience à 100% des analyses microsonde).



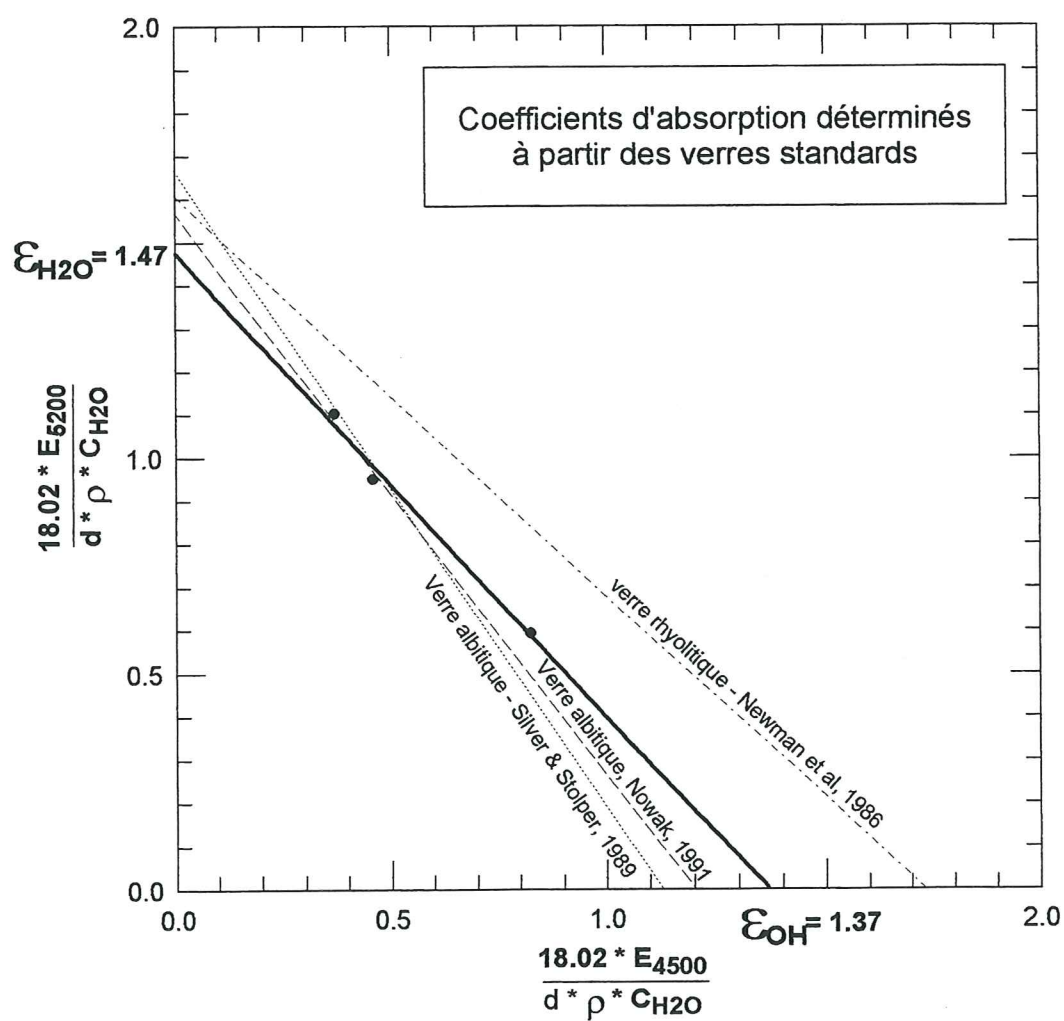
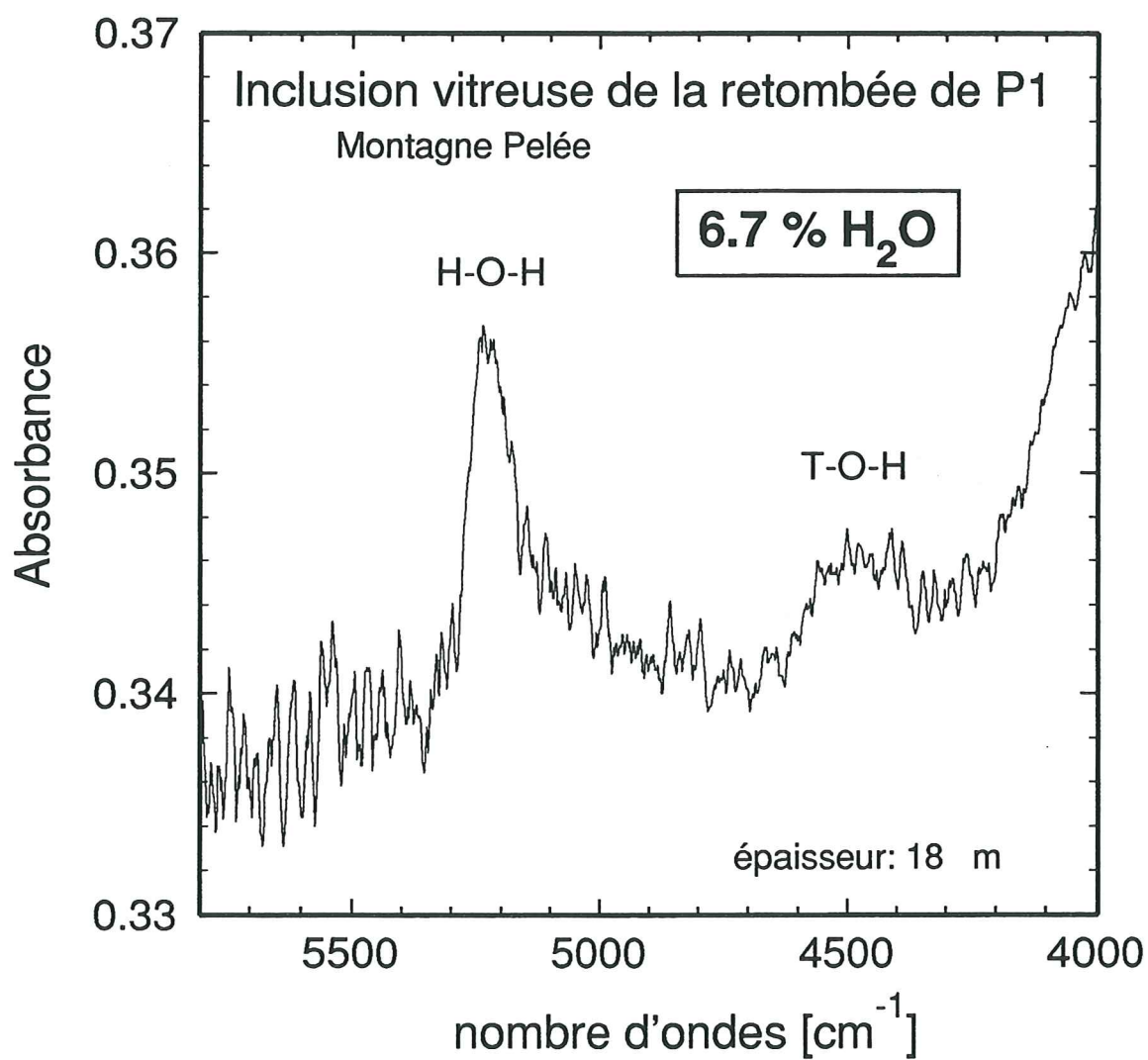


Figure II-19 : Coefficients d'absorption de l'eau déterminés  
à partir des verres standards



**Figure II-20:** Spectre infrarouge d'une inclusion vitreuse de la retombée de P1

### II.5) b- Déficience à la microsonde électronique

Plusieurs travaux récents ont démontré que la déficience à 100 % des analyses de verres silicatés à la microsonde électronique peut être utilisée pour estimer les teneurs en eau dissoutes dans ces verres (Devine et al, 1995 ; Scaillet et al, non publié). Toutefois, dans le détail, la procédure n'est pas directe, les conditions d'analyse à la microsonde électronique devant être précisément définies et le protocole de correction tenant compte de la migration des alcalins bien établi (voir § II-4). Par rapport au protocole préconisé par Devine et al (1995), nous avons introduit une amélioration supplémentaire qui repose sur l'utilisation, lors de chaque séance d'analyse microsonde, de verres standards aux teneurs en eau connues. Il s'agit en fait des 3 standards utilisés pour la spectroscopie infrarouge. Les trois verres permettent d'établir, lors de chaque séances d'analyse, une courbe de calibration entre la différence à 100 % de l'analyse du verre à la microsonde (éléments majeurs) et la teneur en eau.

Bien que les compositions chimiques des inclusions ne soient pas différentes en fonction de la composition du minéral hôte (voir §II-4a), nous avons comparé les teneurs en eau des inclusions en fonction de la composition du minéral hôte (figure II-21). L'exemple d'inclusions vitreuses de ponces de la déferlante ou de la retombée de P1 montre que les teneurs en eau des inclusions varient indépendamment de la composition du minéral hôte.

Les teneurs en eau des inclusions vitreuses et des verres interstitiels des différents types éruptifs déduits par cette méthode analytique sont reportées sur la figure II-22 et résumées dans le tableau ci-dessous.

TENEURS EN EAU DES VERRES NATURELS DETERMINES PAR LA DEFICIENCE A 100 % DES ANALYSES A LA MICROSONDE ELECTRONIQUE

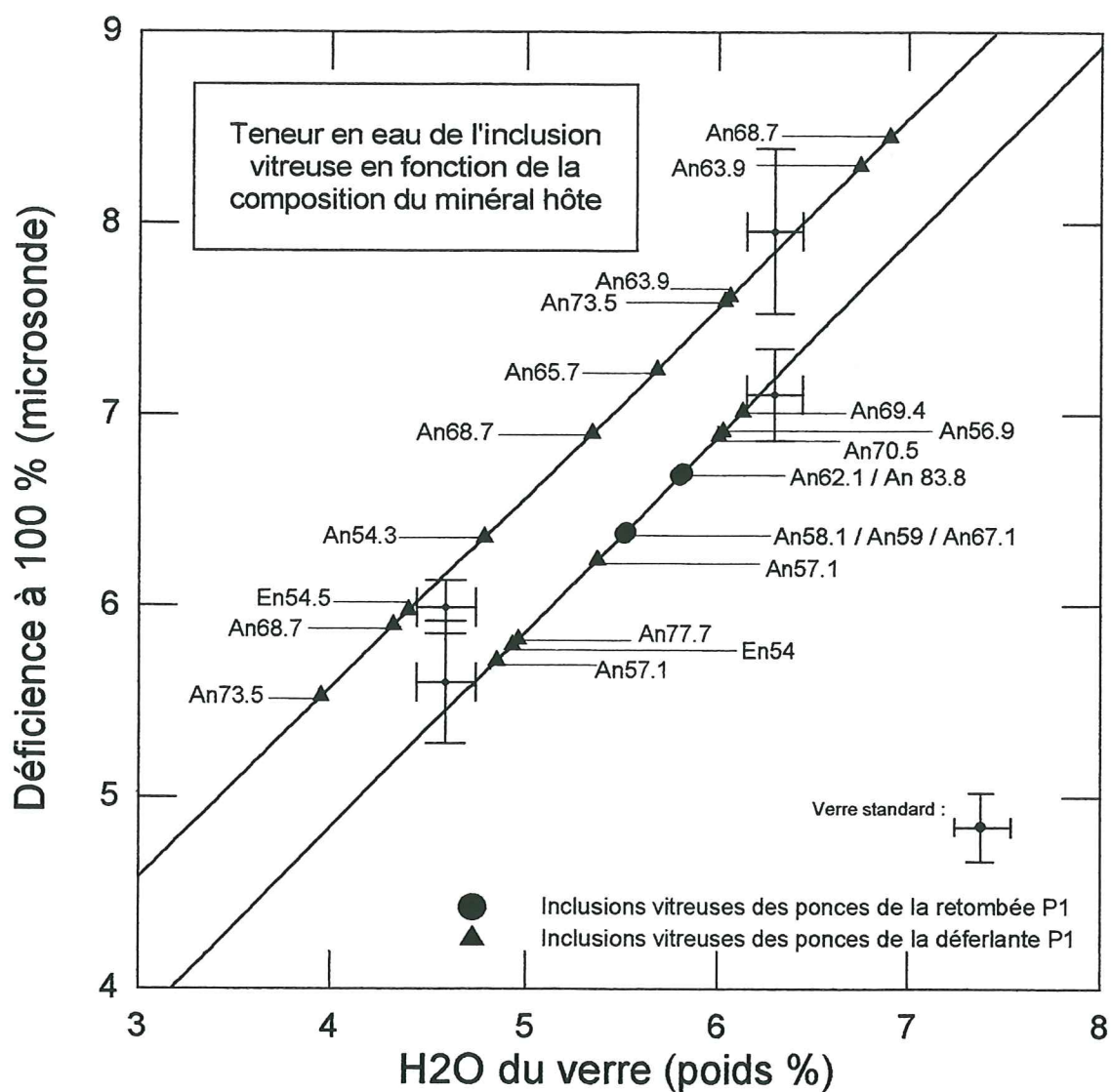
Séquence éruptive	Inclusions vitreuses			Verres interstitiels		
	Nombre de mesures	Teneur H <sub>2</sub> O moyenne (pds %)	Teneur H <sub>2</sub> O maximale (pds %)	Nombre de mesures	Teneur H <sub>2</sub> O moyenne (pds %)	Teneur H <sub>2</sub> O maximale (pds %)
<b>* Eruptions péleénnes</b>						
Dôme 1929	10	0.3 ± 0.8	2.6	0*		
Nuées ardentes 1929	18	0.2 ± 0.6	2.0	0*		
Déferlante 8 mai 1902	5	1.6 ± 0.8	2.5	0*		
Déferlante P1 (lithiques)	14	2.7 ± 1.9	7.1	20	0.1 ± 0.3	1.3
Déferlante P1 (ponces)	28	5.1 ± 1.1	6.9	11	0.4 ± 0.7	1.8
<b>* Eruptions pliniennes</b>						
Retombée plinienne P1	14	5.8 ± 0.7	7.1	4	1.8 ± 0.3	2.2
Coulée de ponces P1	10	5.5 ± 1.5	7.8	5	3.1 ± 0.4	3.8

\* Mésostases holocristallines

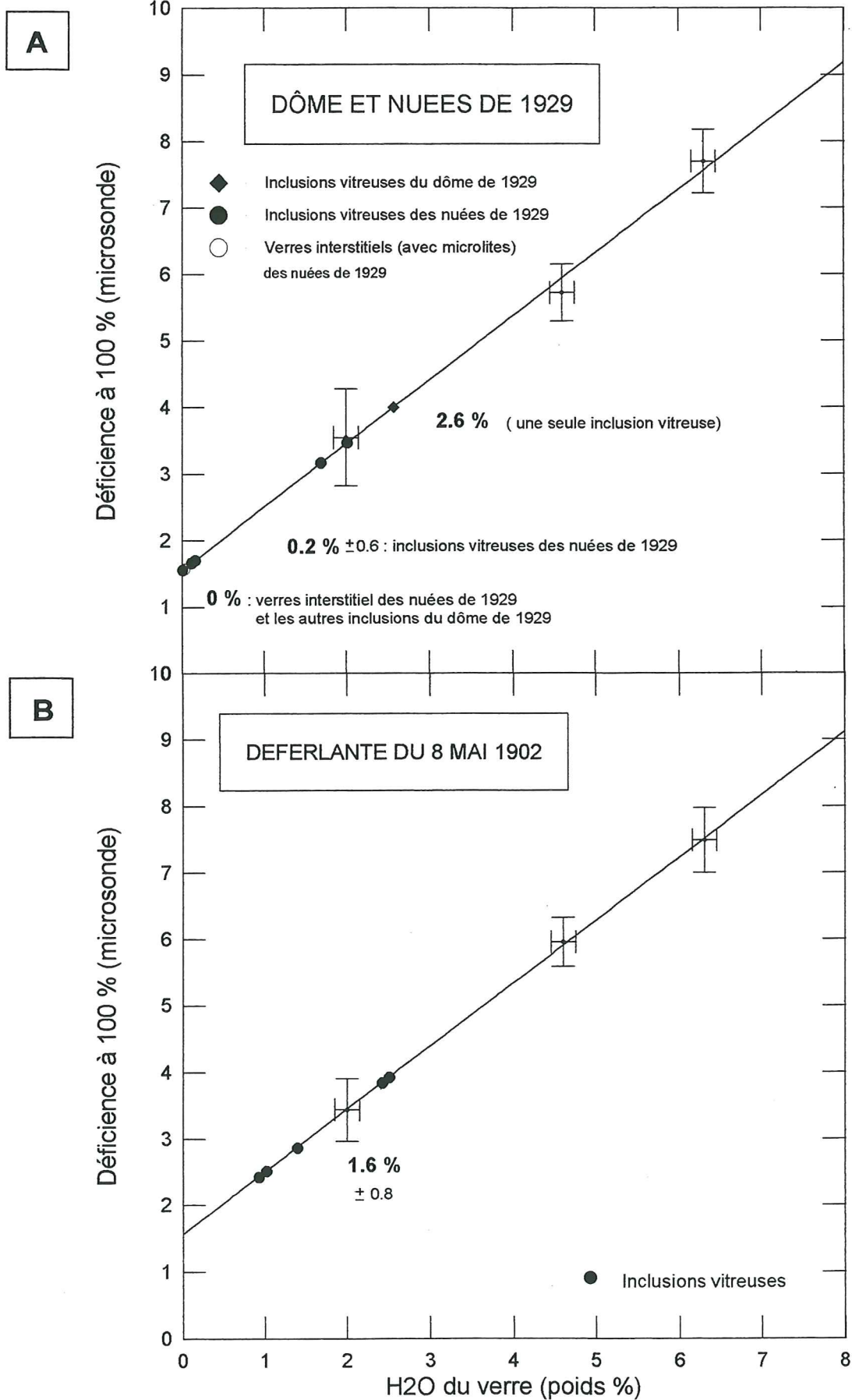
#### \* interprétation

- Les inclusions vitreuses des produits pliniens de P1 sont les plus riches en eau (5.5-5.8 %). Les inclusions des produits ponceux de la déferlante de P1 ont sensiblement les mêmes teneurs en eau (5.1 %). Les inclusions vitreuses du dôme de 1929 sont, en moyenne anhydres (une seule inclusion contient 2.6 % d'eau). Celles des nuées ardentes 1929, éruptions cogénétiques du dôme de 1929, sont presque sèches : 0.2 % d'eau (2 inclusions contiennent cependant ~2 % d'eau). Les inclusions vitreuses des fragments lithiques de la déferlante de P1

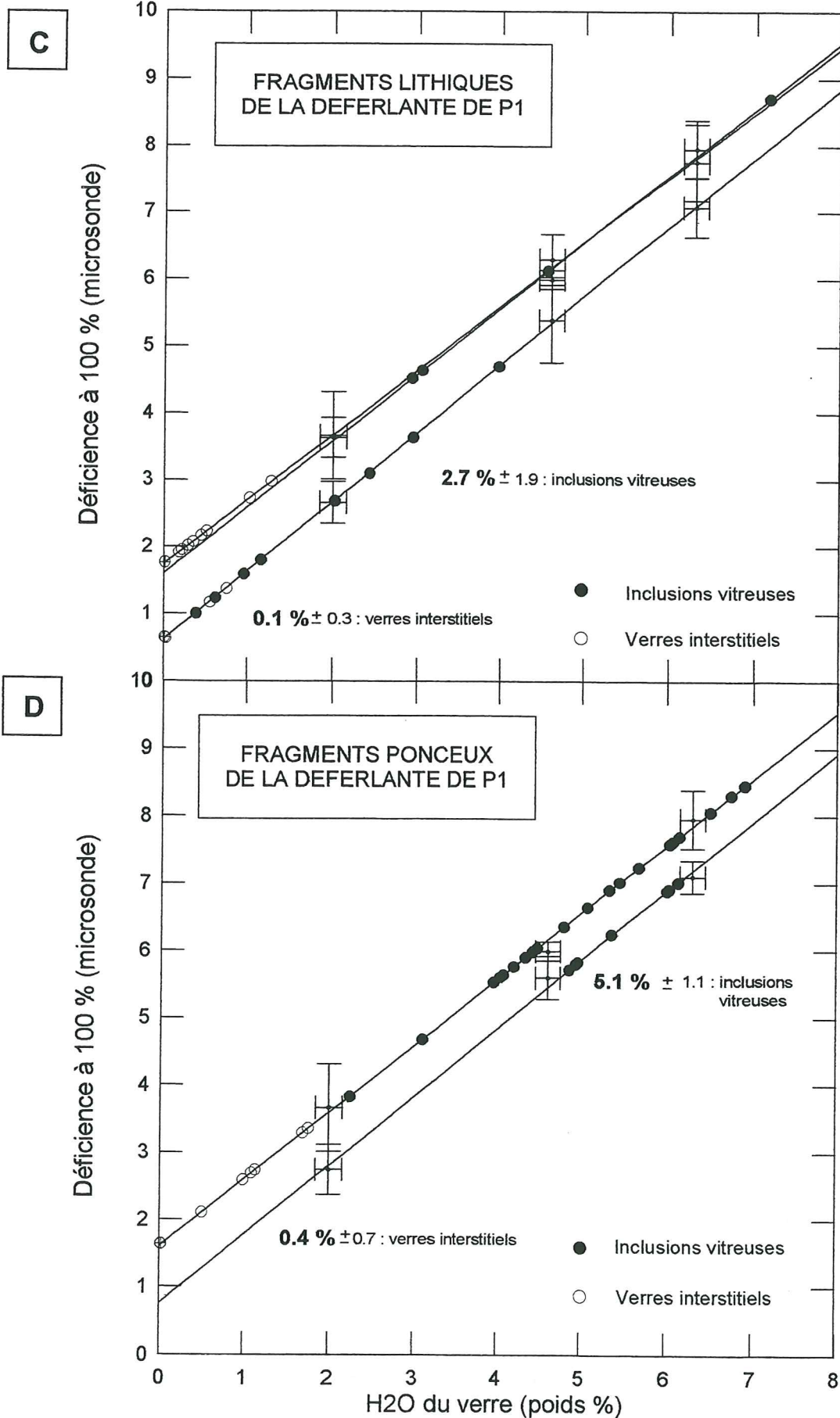




**Figure II-21 :** Teneur en eau de l'inclusion vitreuse en fonction de la composition du minéral hôte (analysé à ~5  $\mu$ m de l'inclusion)

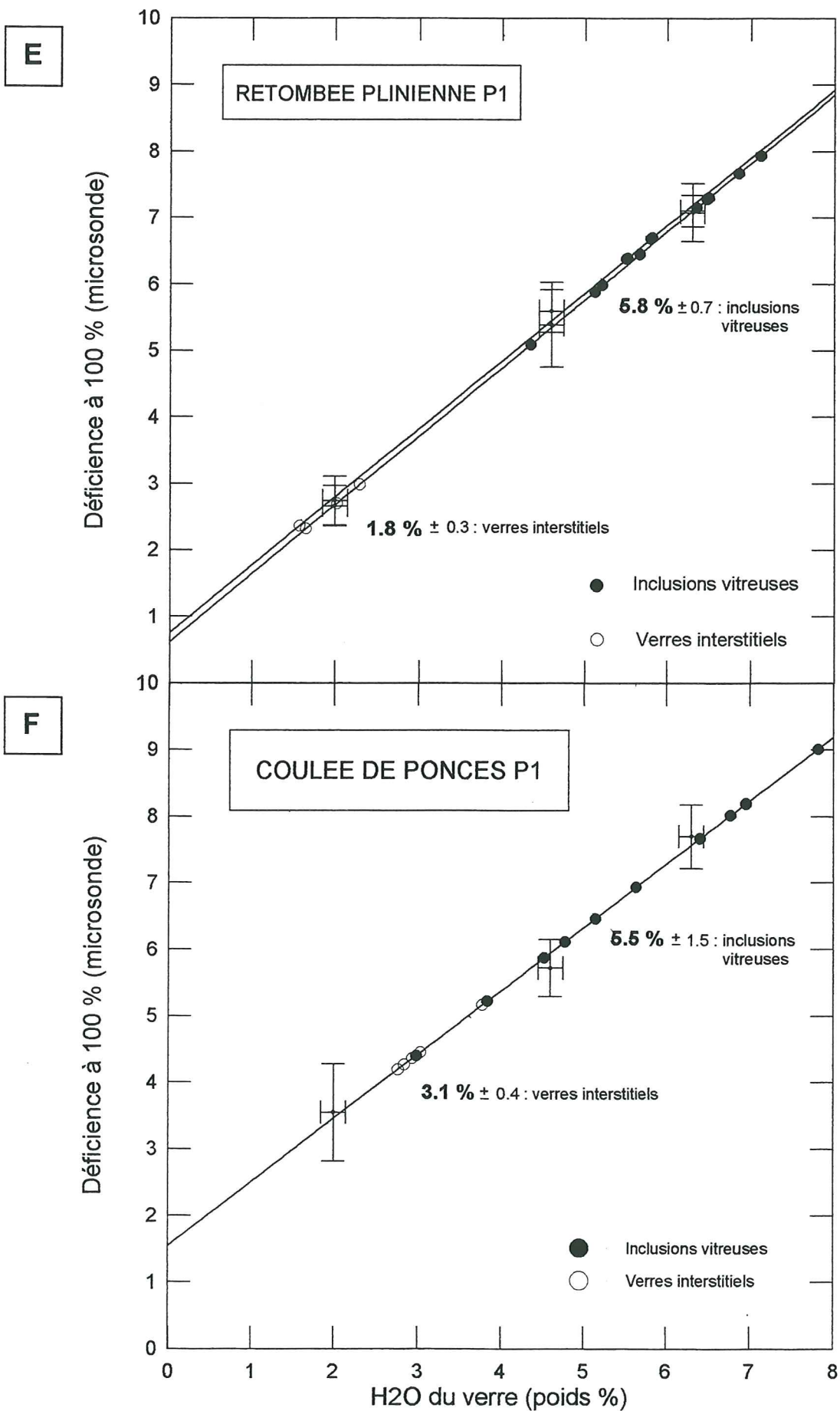


**Figures II-22A/B :** Teneurs en eau des verres naturels déterminées par déficiéce à 100 % de l'analyse à la microsonde électronique.  
 A) Dôme de 1929 et nuées de 1929 ; B) Déferlante du 8 mai 1902



**Figures II-22C/D :** Teneurs en eau des verres naturels déterminées par la déficiéce à 100 % de l'analyse à la microsonde électronique.  
C) Fragments lithiques de la déferlante de P1 ; D) Ponces de la déferlante de P1





**Figures II-22E/F :** Teneurs en eau des verres naturels déterminées par déficiéce à 100 % de l'analyse à la microsonde électronique.  
E) Retombée plinienne P1 ; F) Coulée ponceuse P1

sont intéressantes : tout en ayant, en moyenne, de faibles teneurs en eau (2.7 %), certaines ont néanmoins des teneurs approchant celles des produits pliniens (5 à 7 %). Quelque soit le type éruptif considéré, les écart-types des teneurs en eau des inclusions vitreuses sont élevés, traduisant une importante hétérogénéité des teneurs en eau.

- Les verres interstitiels des produits pliniens contiennent de 1.8 à 3.1 % d'eau, ceux des produits péléens de la déferlante de P1 (les verres des éruptions péléennes de 1902-1929 n'ayant pas pu être analysés, en raison d'une cristallisation trop importante de la mésostase) ne contiennent que 0.1-0.4 % d'eau en moyenne. Les écart-types des teneurs en eau des verres interstitiels sont relativement restreints dans le cas des produits pliniens, traduisant une certaine homogénéité, mais restent forts pour la déferlante de P1.

En conclusion, les inclusions vitreuses des produits ponceux sont en moyenne plus riches en eau que celles des produits lithiques. Les inclusions vitreuses des ponces de la déferlante de P1 sont aussi riches en eau que celles des produits pliniens ; cette constatation est très importante : elle suggère que la différence des teneurs en eau des inclusions vitreuses n'est pas à rechercher autour de la dualité type éruptif plinien/péléen, mais plutôt autour d'une dualité de texture ponce/lithique. Les teneurs en eau des verres interstitiels sont plus importantes dans les produits pliniens que dans les produits péléens.

#### **II.5) c- Conclusions sur l'étude des teneurs en eau des verres naturels**

- Les teneurs en eau plus importantes des verres (inclusions vitreuses et verres interstitiels) des produits pliniens expliquent les plus fortes teneurs en eau des analyses chimiques de roches totales des produits pliniens par rapport aux produits péléens (voir § II-1).

- Il existe d'importantes variations des teneurs en eau dans les inclusions vitreuses des différents échantillons. Ces différences de teneur en eau peuvent s'expliquer soit par 1) des différences importantes de teneurs en eau pré-éruptive fossilisées par les inclusions vitreuses, soit par 2) des teneurs en eau pré-éruptives voisines, mais perturbées par des processus éruptifs.

Dans la seule éruption P1, la gamme des teneurs en eau est très large, même à l'échelle d'un dépôt (ex : la déferlante P1). La première hypothèse ne permet pas d'expliquer ces dispersions. On considère par conséquent que toutes les inclusions vitreuses ne reflètent pas les conditions de teneur en eau pré-éruptives, et qu'au moins certaines inclusions ont subi des modifications de leur teneur en eau.

Certaines inclusions vitreuses des produits lithiques de la déferlante P1 montrent des teneurs en eau (~5 et 7 %) approchant celles de la retombée plinienne (de 5 à 7 % environ), avec une grande dispersion. L'exemple de la déferlante péleenne de P1 montre, par rapport aux inclusions vitreuses d'une ponce, que celles de fragments lithiques ont des teneurs en eau maximales comparables, et toute une gamme de teneurs décroissantes jusqu'à des teneurs nulles. De même, certaines inclusions des fragments ponceux de la déferlante de P1 ont des teneurs en eau approchant les valeurs moyennes caractéristiques des fragments lithiques.

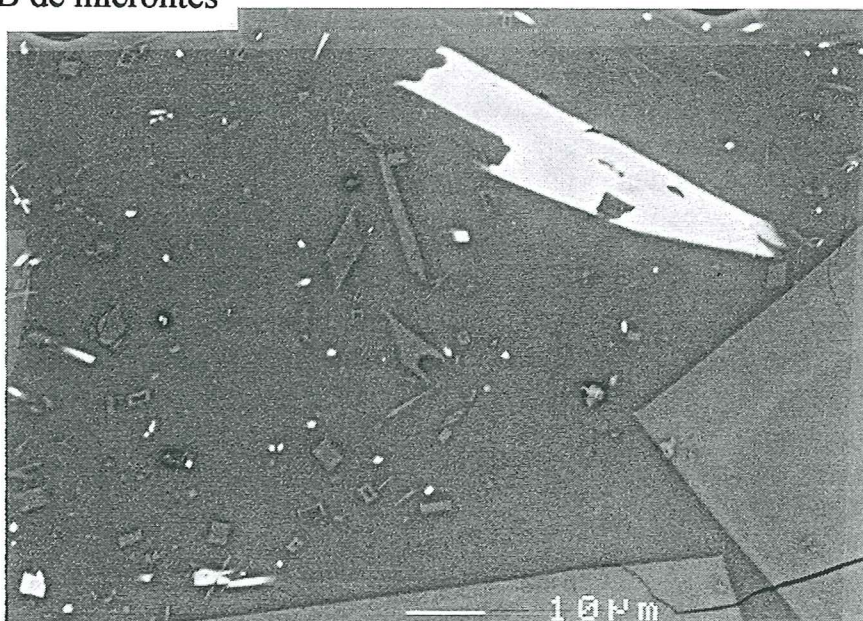
Ceci soulève l'hypothèse d'une perte en eau des inclusions vitreuses entre la chambre magmatique et la mise en place finale de l'échantillon. Les dispersions des teneurs en eau des inclusions vitreuses des produits péléens sont très fortes, mais également celles des inclusions de la coulée de P1, éruption qui peut avoir des taux de refroidissement variables (l'intérieur d'une épaisse coulée ponceuse peut se refroidir relativement lentement par rapport à sa surface), suggérant une relation entre la perte en eau et la vitesse de refroidissement. Tait (1992) a calculé que les contraintes subies par les inclusions vitreuses pendant la décompression lors de la montée du magma sont suffisantes pour produire des fissures de



## Planche II-5 : Photos MEB de microlites

**A**

Fragment vitreux d'une  
nuée de 1929



**B**

Ponce de la déferlante de  
P1



**C**

Fragment lithique de la  
déferlante du 8 mai 1902





dilatation dans les minéraux hôtes les moins résistants, permettant la fuite des volatils. Le taux de perte est limité par la trempe du verre et est proportionnel au temps de formation des fractures et aux cinétiques d'exsolution des volatils, donc incontestablement plus important dans le cas des dômes que des autres types éruptifs. Le phénomène est de plus facilité par les inclusions de petit volume. Les fortes teneurs en eau mesurées dans les inclusions vitreuses des produits ponceux, trempés entre la chambre magmatique et la surface, seraient la traduction d'inclusions vitreuses relativement "hermétiques", car n'ayant pas eu le temps de "décrépiter" le minéral hôte. Les inclusions des autres types éruptifs auraient plus ou moins perdu leurs volatils, à cause d'une mise en place et d'un refroidissement plus lents, pendant lesquels les contraintes mécaniques à un état très visqueux du magma facilitent la fracturation des minéraux (expliquant également la forte dispersion des teneurs en eau des inclusions vitreuses de la coulée ponceuse P1). C'est donc le style éruptif qui déterminerait la teneur en eau mesurée dans les inclusions vitreuses.

- Les teneurs en eau des verres interstitiels comparées à celles des inclusions vitreuses traduisent l'importance du dégazage au niveau du conduit magmatique. Les verres interstitiels des ponces de la retombée plinienne de P1 contiennent en moyenne 1.8 % d'eau, alors que les inclusions vitreuses en contiennent en moyenne 5.8 % ; les produits pliniens semblent par conséquent avoir perdu environ 4 % d'eau, alors que les produits péléens, référés aux ponces de la déferlante de P1, ont pratiquement perdu tous leurs volatils initiaux.

L'étude des teneurs en eau des inclusions vitreuses ne permet pas de conclure directement et sans équivoque sur la similarité ou la différence des teneurs initiales en eau (dans la chambre magmatique) des magmas d'une future éruption plinienne ou péléenne : les teneurs en eau mesurées dans les inclusions vitreuses, au moins dans le cas des produits lithiques, ne sont plus représentatives des teneurs en eau initiales du magma. Néanmoins, les teneurs en eau maximales des ponces de la déferlante péléenne de P1, comparables à celles des éruptions pliniennes, constituent un bon argument pour proposer que les teneurs en eau initiales des magmas des éruptions péléennes sont comparables à celles des magmas des éruptions pliniennes, et de l'ordre de ~5-7 %. L'apport des données expérimentales d'équilibre de phases sera déterminant sur ce point essentiel (voir chapitre suivant).

## II.6) CARACTERISTIQUES DES MICROLITES

L'étude des textures des mésostases est un moyen d'appréhender les phénomènes syn-éruptifs, entre la chambre magmatique et la surface. Les textures des mésostases sont différentes en fonction du type éruptif considéré, et peuvent également être différentes au sein des produits d'un même type éruptif. Les différences sont principalement la présence ou non de microlites dans le verre interstitiel, la composition et la forme de ces microlites, et les variations quantitatives et qualitatives de porosité (étudiées dans le chapitre IV).

### II.6) a- Forme et abondance des microlites

#### \* Forme

Les microlites sont de fines baguettes de longueur inférieure à 10  $\mu\text{m}$  ou éventuellement des minéraux trapus aux diamètres inférieurs à 5  $\mu\text{m}$  (planche II-5). Les baguettes ont des formes squelettiques dans le cas des produits de la retombée de P1, de certains échantillons des nuées de 1929 (planche II-5 A) ou de ceux de la déferlante de P1 (planche II-5 B), témoignant de croissances rapides. Les baguettes des autres types éruptifs



sont néanmoins de formes plus arrondies. Les microlites des produits des dômes sont des minéraux plutôt trapus (planche II-5 C).

**\* Abondance**

Les microlites sont présents dans tous les types éruptifs étudiés. Ils constituent l'essentiel de la mésostase des dômes de 1902-1929 et de celle de la déferlante du 8 mai 1902. Ils sont ubiquistes dans les mésostases des produits de 1929, qui ont les textures les plus variées. Ils apparaissent quelquefois dans les mésostases des produits lithiques ou ponceux de la déferlante de P1. Les ponceux de la retombée de P1 se caractérisent par des mésostases à microlites ou holovitreuses, en proportions égales. Les mésostases de la coulée de ponce P1 sont très microlitisées.

- Les microlites sont beaucoup plus nombreux dans les produits péléens (dôme, déferlante du 8 mai 1902, nuées de 1929) que dans ceux de la retombée plinienne P1.

**II.6) b- Composition chimique des microlites**

Les microlites sont principalement des plagioclases, des orthopyroxènes, des clinopyroxènes et des titanomagnétites dont les compositions chimiques sont reportées dans les tableaux II-12 à II-14. Leur observation au MEB montre des compositions homogènes, sans zonages apparents. La figure II-23 montre les compositions des microlites de plagioclase et d'orthopyroxène comparativement à celles des bordures des phénocristaux.

Peu de microlites ont des compositions chimiques similaires aux bordures des phénocristaux naturels. Les microlites du dôme de 1929 ont des compositions d'anorthite et d'enstatite inférieures à celles des bordures des phénocristaux correspondants. Au contraire, les microlites analysés dans les produits de l'éruption P1 ont des compositions supérieures à celles des bordures des phénocristaux correspondants. Quant aux compositions des titanomagnétites, celle analysée dans un produit du dôme de 1929 est moins riche en Magnétite que les phénocristaux, et celle analysée dans la retombée de P1 est plus riche que les phénocristaux correspondants. Ces données de composition des microlites soulèvent les remarques et les hypothèses suivantes :

- ces compositions de microlites sont très différentes suivant le type éruptif considéré, mais les compositions des différents microlites d'un type éruptif varient dans le même sens ;
- les compositions des microlites de la déferlante de P1 suggèrent que les différences de composition des microlites ne sont pas imputables à des différences texturales : fragments ponceux ou lithiques ;
- ces différences ne sont pas propres à une éruption : la déferlante et la retombée de l'éruption P1 ont des compositions de microlites différentes ;

Ces données montrent que le type éruptif (par des différences de vitesse de refroidissement, de pertes en eau) semble avoir une influence sur la composition des microlites. Nous verrons (chapitre suivant, § III-4e) comment interpréter ces compositions de microlites.

**II.6) c- Interprétation**

**\* Interprétation des formes squelettiques :**

Les formes squelettiques des microlites de la retombée ou de la déferlante de P1 sont la traduction d'une croissance rapide (Lofgren, 1974). Une chute de température ou de teneur en eau provoque une cristallisation partielle du liquide (la température liquidus du verre interstitiel décroît avec la teneur en eau). Les causes d'une cristallisation rapide à partir du liquide interstitiel peuvent être les suivantes :

**Tableau II-12 : ANALYSES DES MICROLITES DE PLAGIOCLASES (Montagne Pelée)**

	DOME 1929				NUEES 1929				
	128	129	130	131	152	155	85	86	88
SiO2	57.204	58.325	52.495	56.168	50.786	54.367	56.926	54.669	54.634
FeO	0.423	0.400	0.439	0.390	0.571	0.332	0.498	0.371	0.300
Na2O	6.062	7.049	4.865	6.086	3.719	4.890	5.740	5.171	4.899
K2O	0.599	0.830	0.259	0.653	0.043	0.080	0.131	0.100	0.076
Al2O3	25.600	24.463	27.664	25.761	29.786	28.461	26.694	28.091	27.949
MnO			0.155			0.052	0.013		0.178
MgO	0.015		0.036	0.018	0.045	0.071		0.043	0.032
CaO	8.679	7.550	11.929	8.676	14.254	11.833	10.035	11.394	11.136
TiO2				0.055	0.080	0.018			0.047
Total	98.582	98.616	97.842	97.808	99.283	100.10	100.04	99.837	99.250
#Si+4	2.612	2.661	2.448	2.590	2.347	2.464	2.566	2.481	2.492
#Na+1	0.537	0.623	0.440	0.544	0.333	0.430	0.502	0.455	0.433
#K	0.035	0.048	0.015	0.038	0.003	0.005	0.008	0.006	0.004
#Al+3	1.378	1.315	1.520	1.400	1.622	1.520	1.418	1.502	1.502
#Ca+2	0.425	0.369	0.596	0.429	0.706	0.575	0.485	0.554	0.544
#TOTAL	4.985	5.017	5.020	5.001	5.010	4.993	4.979	4.998	4.976
#O 2	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Or%	3.501	4.641	1.466	3.798	0.245	0.456	0.760	0.570	0.450
Ab%	53.874	59.902	41.839	53.810	31.994	42.594	50.475	44.836	44.122
An%	42.625	35.457	56.695	42.391	67.760	56.951	48.766	54.593	55.429

	DEFERLANTE P1							
	91	94	105	109	110	111	113	142
SiO2	57.048	51.442	51.813	47.239	55.253	51.624	48.263	53.100
FeO	0.723	0.726	0.691	0.762	0.601	0.502	0.404	0.280
Na2O	5.799	3.720	3.471	2.143	4.814	4.102	2.509	4.552
K2O	0.161	0.123	0.107	0.080	0.170	0.099	0.023	0.041
Al2O3	25.659	30.084	30.137	32.319	27.497	29.682	31.970	28.845
MnO	0.074			0.049	0.099	0.061		
MgO	0.017		0.061		0.088	0.012	0.041	0.028
CaO	9.573	14.498	14.076	16.832	11.457	12.772	16.380	12.726
TiO2	0.018			0.058	0.012	0.065		14.013
Total	99.072	100.59	100.36	99.482	99.990	98.917	99.590	99.572
#Si+4	2.601	2.348	2.363	2.200	2.509	2.381	2.231	2.424
#Na+1	0.513	0.329	0.307	0.194	0.424	0.367	0.225	0.403
#K	0.009	0.007	0.006	0.005	0.010	0.006	0.001	0.002
#Al+3	1.379	1.618	1.620	1.774	1.472	1.614	1.742	1.552
#Ca+2	0.468	0.709	0.688	0.840	0.557	0.631	0.811	0.622
#TOTAL	4.970	5.011	4.984	5.012	4.972	4.998	5.011	5.003
#O 2	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Or%	0.949	0.684	0.623	0.455	0.993	0.579	0.130	0.232
Ab%	51.798	31.494	30.663	18.642	42.764	36.544	21.672	39.204
An%	47.253	67.822	68.714	80.903	56.243	62.877	78.198	60.564

	RETOMBEE P1				
	149	116	118	120	121
SiO2	54.373	48.766	46.116	46.886	47.232
FeO	0.840	0.418	0.389	0.340	0.450
Na2O	4.872	2.769	1.256	1.651	2.185
K2O	0.075	0.042	0.069	0.057	
Al2O3	28.922	31.127	33.717	33.049	32.448
MnO	0.008	0.128			
MgO	0.055	0.023	0.003		
CaO	12.310	15.499	17.848	16.684	17.088
TiO2	0.032		0.013	0.048	
Total	101.49	98.772	99.411	98.714	99.404
#Si+4	2.446	2.270	2.142	2.184	2.194
#Na+1	0.425	0.250	0.113	0.149	0.197
#K	0.004	0.003	0.004	0.003	
#Al+3	1.533	1.708	1.846	1.815	1.776
#Ca+2	0.593	0.773	0.888	0.833	0.850
#TOTAL	5.002	5.003	4.994	4.984	5.017
#O 2	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Or%	0.419	0.244	0.405	0.342	
Ab%	41.555	24.370	11.253	15.138	18.791
An%	58.026	75.386	88.342	84.520	81.209



**Tableau II-13 : ANALYSES DES MICROLITES DE PYROXENES (Montagne Pelée)**

	DOME 1929				NUÉES 1929					
	134	135	138	139	89	93	96	97	CPX 95	
SiO <sub>2</sub>	50.561	51.004	50.600	51.712	53.665	51.145	51.883	51.594	52.767	
FeO	27.877	27.886	29.794	29.841	19.705	20.784	21.426	23.896	19.043	
Na <sub>2</sub> O	0.018	0.059			0.024		0.038	0.047	0.512	
K <sub>2</sub> O	0.023		0.011	0.334			0.036	0.005	0.237	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.382	0.769	0.523	0.845	1.045	1.886	1.653	1.285	3.484	
MnO	1.753	1.375	1.491	1.324	0.699	0.724	0.704	0.930	1.224	
MgO	15.132	16.705	15.458	14.243	24.342	21.093	21.715	19.319	11.993	
CaO	2.165	1.577	1.647	1.426	2.019	2.037	1.932	1.252	11.359	
TiO <sub>2</sub>	0.050	0.112	0.180	0.299	0.098	0.178	0.242	0.148	0.370	
Total	97.960	99.487	99.704	100.02	101.60	97.849	99.630	98.477	100.99	
#Si+4	2.003	1.981	1.983	2.018	1.955	1.952	1.950	1.980	1.995	
#Fe+2	0.923	0.906	0.976	0.974	0.600	0.663	0.673	0.767	0.602	
#Al+3	0.018	0.035	0.024	0.039	0.045	0.085	0.073	0.058	0.155	
#Mn+2	0.059	0.045	0.050	0.044	0.022	0.023	0.022	0.030	0.039	
#Mg+2	0.894	0.967	0.903	0.829	1.322	1.200	1.217	1.105	0.676	
#Ca+2	0.092	0.066	0.069	0.060	0.079	0.083	0.078	0.051	0.460	
#TOTAL	3.988	4.001	4.005	3.963	4.023	4.006	4.013	3.991	3.927	
#O 2	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	
Wo%	4.669	3.308	3.460	3.128	3.896	4.228	3.909	2.635	25.888	
Fs%	49.921	47.937	51.343	53.396	30.746	34.859	34.962	40.798	36.082	
En%	45.411	48.756	45.196	43.477	65.358	60.913	61.129	56.566	38.031	

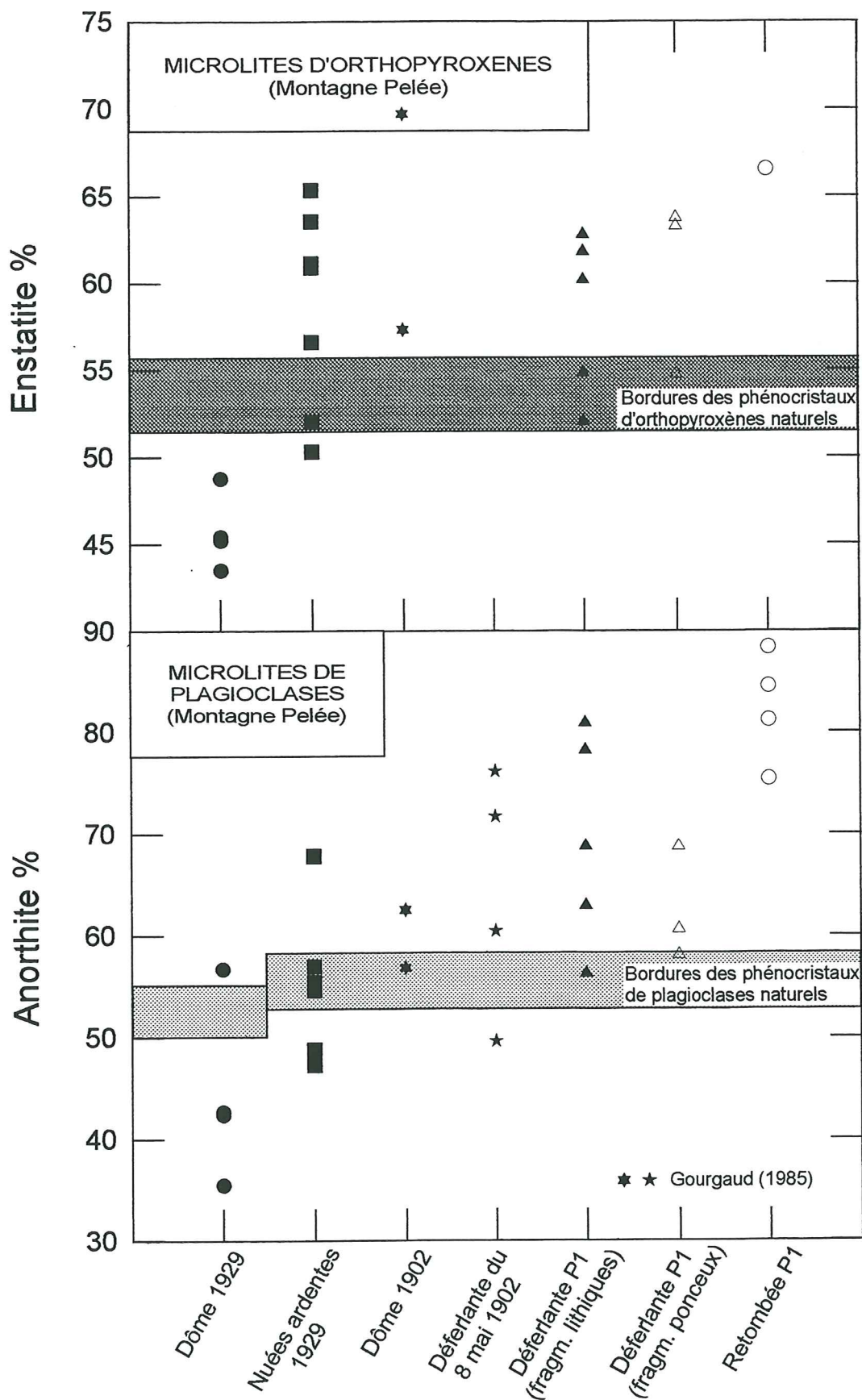
	DERFERLANTE P1									
	150	151	154	104	106	107	108	114	CPX 102	
SiO <sub>2</sub>	52.189	52.887	51.695	52.919	51.808	51.843	52.675	51.667	52.097	
FeO	20.698	25.524	26.237	20.016	21.888	25.617	20.384	27.137	20.144	
Na <sub>2</sub> O	0.020	0.228	0.156	0.084		0.038	0.028		0.179	
K <sub>2</sub> O	0.066	0.019	0.040	0.077		0.042	0.065		0.120	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.598	0.996	1.160	1.719	1.687	1.166	1.092	0.750	1.177	
MnO	0.762	0.971	1.156	0.878	1.112	1.205	0.975	1.375	0.972	
MgO	23.249	17.800	17.480	21.171	21.365	19.748	22.558	18.384	16.750	
CaO	1.804	2.152	2.644	1.883	1.715	1.672	1.932	1.331	8.168	
TiO <sub>2</sub>	0.152	0.214	0.262	0.214	0.147	0.272	0.138	0.137	0.162	
Total	100.54	100.79	100.83	98.961	99.723	101.60	99.848	100.78	99.771	
#Si+4	1.936	2.001	1.972	1.985	1.948	1.951	1.965	1.970	1.983	
#Fe+2	0.642	0.808	0.837	0.628	0.688	0.806	0.636	0.865	0.641	
#Al+3	0.070	0.044	0.052	0.076	0.075	0.052	0.048	0.034	0.053	
#Mn+2	0.024	0.031	0.037	0.028	0.035	0.038	0.031	0.044	0.031	
#Mg+2	1.286	1.004	0.994	1.184	1.198	1.108	1.254	1.045	0.950	
#Ca+2	0.072	0.087	0.108	0.076	0.069	0.067	0.077	0.054	0.333	
#TOTAL	4.029	3.976	4.001	3.977	4.014	4.023	4.011	4.013	3.991	
#O 2	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	
Wo%	3.543	4.520	5.468	3.952	3.472	3.338	3.865	2.706	17.029	
Fs%	32.917	43.459	44.237	34.239	36.359	41.813	33.363	45.282	34.382	
En%	63.540	52.021	50.294	61.809	60.169	54.849	62.772	52.012	48.589	

	RETOMBÉE P1					
	CPX 103	145	145	148	119	CPX 124
SiO <sub>2</sub>	50.649	54.427	53.640	53.139	52.213	49.523
FeO	16.935	22.575	20.390	20.148	18.187	12.137
Na <sub>2</sub> O	0.155	0.430			0.084	0.361
K <sub>2</sub> O	0.072	0.135		0.034	0.053	0.024
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.072	2.209	0.964	1.007	4.070	1.642
MnO	0.591	0.882	0.651	1.015	0.479	0.611
MgO	14.331	17.926	22.629	23.024	23.360	12.411
CaO	12.562	2.300	1.861	1.697	1.774	21.370
TiO <sub>2</sub>	0.430	0.190	0.187	0.182	0.170	0.299
Total	98.798	101.07	100.32	100.28	100.39	98.377
#Si+4	1.945	2.021	1.983	1.969	1.911	1.929
#Fe+2	0.544	0.701	0.630	0.624	0.557	0.395
#Al+3	0.139	0.097	0.042	0.044	0.176	0.075
#Mn+2	0.019	0.028	0.020	0.032	0.015	0.020
#Mg+2	0.821	0.992	1.247	1.272	1.274	0.721
#Ca+2	0.517	0.092	0.074	0.067	0.070	0.892
#TOTAL	3.985	3.931	3.996	4.009	4.002	4.033
#O 2	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Wo%	27.19 7	5.049	3.739	3.377	3.632	43.976
Fs%	29.632	40.206	33.007	32.886	29.834	20.488
En%	43.171	54.745	63.255	63.738	66.534	35.535

**Tableau II-14 : ANALYSES DES MICROLITES DE MAGNETITES (Montagne Pelée)**

	<b>DOME 1929</b>	<b>RETOMBEE P1</b>
	<i>132</i>	<i>123</i>
SiO <sub>2</sub>	0.278	0.229
FeO	75.396	81.229
Na <sub>2</sub> O	0.009	0.024
K <sub>2</sub> O	0.013	0.053
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.816	2.196
MnO	0.794	0.696
MgO	0.935	1.211
CaO	0.444	0.094
TiO <sub>2</sub>	14.680	9.920
Total	93.366	95.651
Al	0.037	0.097
Ti	0.429	0.278
Fe <sup>3+</sup>	1.104	1.347
Fe <sup>2+</sup>	1.349	1.189
Mn	0.026	0.022
Mg	0.054	0.067
Mt	0.570	0.716



**Figure II-23 :** Diagramme de représentation des compositions des microlites, comparativement à celles des bordures des phénocristaux



- une baisse de la température par rencontre d'aquifères dans le conduit magmatique, ou par éjection du magma dans l'atmosphère. Toutefois une baisse trop brutale de la température peut provoquer une trempe rapide du verre, sans cristallisation de microlites ;

- une exsolution rapide de l'eau.

Le deuxième cas témoigne d'un dégazage plus brutal des magmas pliniens par rapport à celui des magmas péléens (bien que moins important, car les microlites sont beaucoup moins nombreux).

#### **\* Interprétation des compositions chimiques**

La variabilité des compositions chimiques des microlites en fonction du type éruptif considéré est difficile à interpréter au terme de cette étude lithologique des produits naturels. Nous verrons au chapitre suivant (§ III-4e) que ces compositions peuvent être interprétées en terme de vitesse de montée du magma et de perte en eau dans le conduit magmatique.

#### **\* Rôle des microlites**

La cristallisation des microlites augmente la viscosité du magma par introduction de particules solides dans le liquide magmatique.

Si la cristallisation des microlites est le résultat du dégazage, la viscosité est aussi augmentée par la perte d'eau.

## **II.7) CONCLUSIONS A L'ETUDE DE LA LITHOLOGIE DES PRODUITS ERUPTIFS**

### **Caractéristiques des magmas des éruptions pliniennes et péléennes au niveau de la chambre magmatique :**

- De manière générale, les compositions de roche totale, les proportions volumiques modales et les compositions des phénocristaux des divers types éruptifs sont comparables. Les produits des éruptions pliniennes et péléennes ont des plagioclases dont les coeurs sont riches en anorthite, des olivines résorbées, des amphiboles déstabilisées témoignant de cristallisation dans des conditions différentes de celles du sommet de la chambre magmatique. Les compositions des inclusions vitreuses, piégées dans des plagioclases de composition  $An_{50}$  jusqu'à  $An_{85}$ , des deux types éruptifs sont aussi différenciées que celles des verres interstitiels sans microlites, suggérant qu'elles sont tamponnées par les conditions pré-éruptives au cours des dernières éruptions de la période récente de la Montagne Pelée.

- Dans le détail, les bordures des plagioclases des éruptions du dôme de 1929 sont plus albitiques que celles des plagioclases de P1. Les inclusions vitreuses des produits péléens ne sont plus représentatives des compositions chimiques et des teneurs en eau des liquides magmatiques initiaux (interactions chimiques avec leur minéral hôte et de pertes en eau).

### **Caractéristiques des magmas des éruptions pliniennes et péléennes au niveau du conduit magmatique et en surface :**

- Les mésostases des produits des différents types éruptifs sont très différentes : les produits de retombée plinienne ont des mésostases holovitreuses ou faiblement microlitisées, les produits péléens et ceux de la coulée ponceuse de P1 présentent des mésostases en général plus cristallisées et jusqu'à holocristallines.

- Les verres interstitiels des mésostases faiblement microlitisées ont des compositions comparables à celles des verres des mésostases holovitreuses (ex : retombée plinienne P1). Les

- Les verres interstitiels des mésostases faiblement microlitisées ont des compositions comparables à celles des verres des mésostases holovitreuses (ex : retombée plinienne P1). Les mésostases fortement microlitisées peuvent être différenciées par cristallisation des microlites (nuées de 1929) ou rester chimiquement non affectées (coulée ponceuse de P1), selon les modalités de cristallisation des microlites.

- Les formes et les compositions des microlites sont différentes suivant le type éruptif considéré. Si la cristallisation des microlites est la réponse à l'exsolution des volatils, et si le taux de microlitisation lui est proportionnel, les magmas des éruptions péleennes dégazeraient de manière plus importante que les magmas des éruptions pliniennes. Le cas de la coulée ponceuse de P1, dont les mésostases sont très cristallisées mais contiennent encore plus de 2 % d'eau, suggère que la cristallisation des microlites n'est pas simplement due à la perte en eau, mais également à la vitesse de refroidissement de l'échantillon.





### III- CONDITIONS PRE-ERUPTIVES

Les conditions pré-éruptives d'un magma sont ses conditions de pression, température, teneur en volatils et d'oxydoréduction au sommet de la chambre magmatique, juste avant qu'il ne monte dans le conduit. Ces conditions peuvent être appréhendées par les deux approches suivantes :

1) l'étude pétrologique des produits émis. Les informations sur les paramètres pré-éruptifs ont pu être modifiés par des phénomènes intervenant au niveau du conduit magmatique, et éventuellement en surface pendant et après la mise en place des produits. Une difficulté de cette approche est de déterminer ce qui, dans les produits émis, témoigne des conditions pré-éruptives et ce qui témoigne de conditions plus tardives. Les paramètres qui peuvent directement témoigner des conditions pré-éruptives sont décelables au travers des compositions des phases (minéraux et verres) et des teneurs en volatils des verres ;

2) l'approche expérimentale. Le principe est en quelque sorte contraire au précédent : on ne recherche pas les conditions pré-éruptives au travers des compositions des phases et des teneurs en eau des verres, mais on impose aux produits émis des conditions expérimentales afin de reproduire les compositions des phases et les teneurs en eau des verres des produits naturels. Les conditions expérimentales qui reproduisent l'assemblage de phases naturel, ses compositions chimiques et les teneurs en eau des verres naturels sont considérées comme conditions pré-éruptives probables.

Nous nous proposons de déterminer les conditions pré-éruptives des produits péléens et pliniens par ces deux types d'approches.

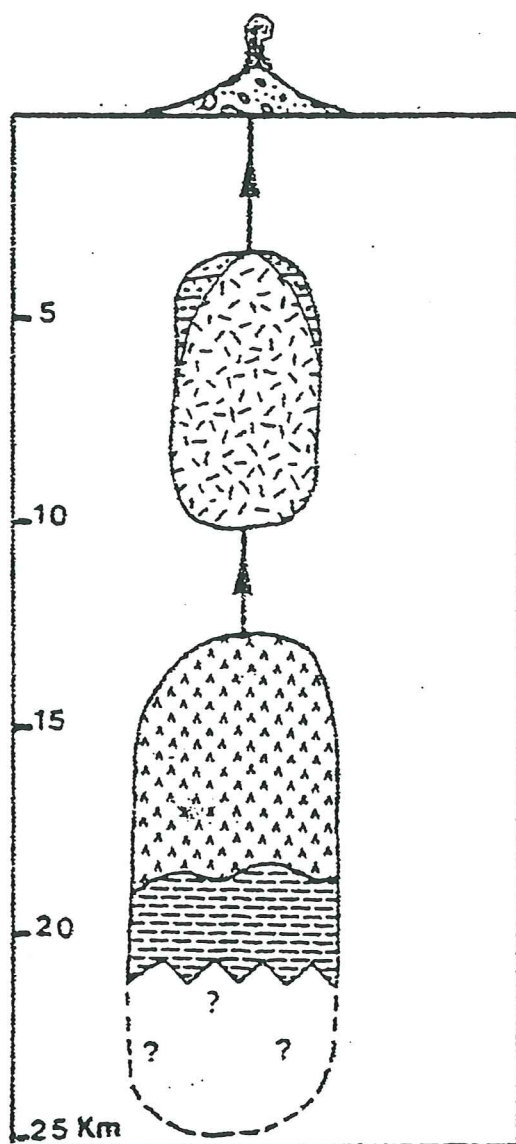
#### III.1) CONDITIONS PRE-ERUPTIVES DEDUITES DE LA PETROLOGIE ET DE LA MINERALOGIE






##### III.1) a- Pression

La pression totale dans la chambre magmatique est directement liée à la profondeur du réservoir (pression lithostatique) et à la pression interne dans la chambre magmatique (en partie due à la pression des fluides). La pression totale est difficilement estimable par des données géophysiques : la fracturation des roches par le magma n'est pas assez importante pour provoquer une sismicité détectable, dans le cas de la Montagne Pelée.

Les données existantes sont d'ordre pétrologique et proviennent des géobaromètres, assemblages minéralogiques dont la composition chimique témoigne de leur pression d'équilibration.

Au cours de l'histoire de la Montagne Pelée, la chambre magmatique ne semble pas avoir toujours été située à la même profondeur, mais pour la période récente (< 13500 ans), il n'y a pas d'indices de fluctuations (Fichaut, 1986). Pour cette période, Fichaut (1986) et Fichaut et al (1989) suggèrent un modèle à deux chambres communicantes, dont le réservoir supérieur se situerait entre 5 et 10 km de profondeur (figure III-1), soit une pression d'environ 1.5 à 3 kb. Bien sûr, ceci reste une estimation compte tenu des limites d'utilisation de ces assemblages minéralogiques (en particulier les teneurs en  $Al^{VI}$  des clinopyroxènes et des amphiboles, Fichaut, 1986).



-  Andésites acides et dacites
-  Andésites basiques
-  Basaltes
-  Magmas hybrides
-  Magmas basiques injectés dans la chambre superficielle

**Figure III-1 :** Modèle de chambre magmatique pour les éruptions de la période récente de la Montagne Pelée (d'après Fichaut, 1986)



### III.1) b- Température et fugacité d'oxygène

#### \* Travaux antérieurs :

Fichaut (1986) a utilisé deux géothermomètres pour estimer la température et la fugacité d'oxygène de la chambre magmatique :

- Le géothermomètre magnétite-ilménite de Spencer & Lindsley (1981) appliqué aux laves andésitiques acides de la période récente (mais pour des éruptions péleennes antérieures à celles que nous étudions) témoigne de températures entre 750 et 850° C pour des fugacités d'oxygène de  $\log fO_2 = -13.6$  à  $-13.1$  (soit entre NNO et NNO+1.5, calculé à 2 kb d'après le modèle de Haas in Chou, 1987).
- Les températures calculées à partir de l'assemblage orthopyroxène-clinopyroxène du géothermomètre de Wood et Banno (1973) et Wells (1977) sont respectivement de 908 à 959°C et de 945 à 1018°C pour les andésites acides. Mais ce géothermomètre est sujet à quelques incertitudes et limites d'application (D'Arco et Maury, 1981).

Gourgaud et al (1989) utilise les géothermomètres magnétite-ilménite de Buddington & Lindsley (1964) et Powell & Powell (1977). Il estime la température des produits péleens de 1902-1929 à 780-850°C pour des fugacités d'oxygène de :  $\log fO_2 = -13.4$  à  $-12.1$  (environ NNO+0.8).

A partir de ces résultats, les conditions de température dans la chambre magmatique apparaissent relativement mal définies : température de 750 à 1018°C pour des fugacités d'oxygène entre  $\log fO_2 = -13.4$  à  $-11.6$  ( $\Delta NNO \sim 0$  à 1.5).

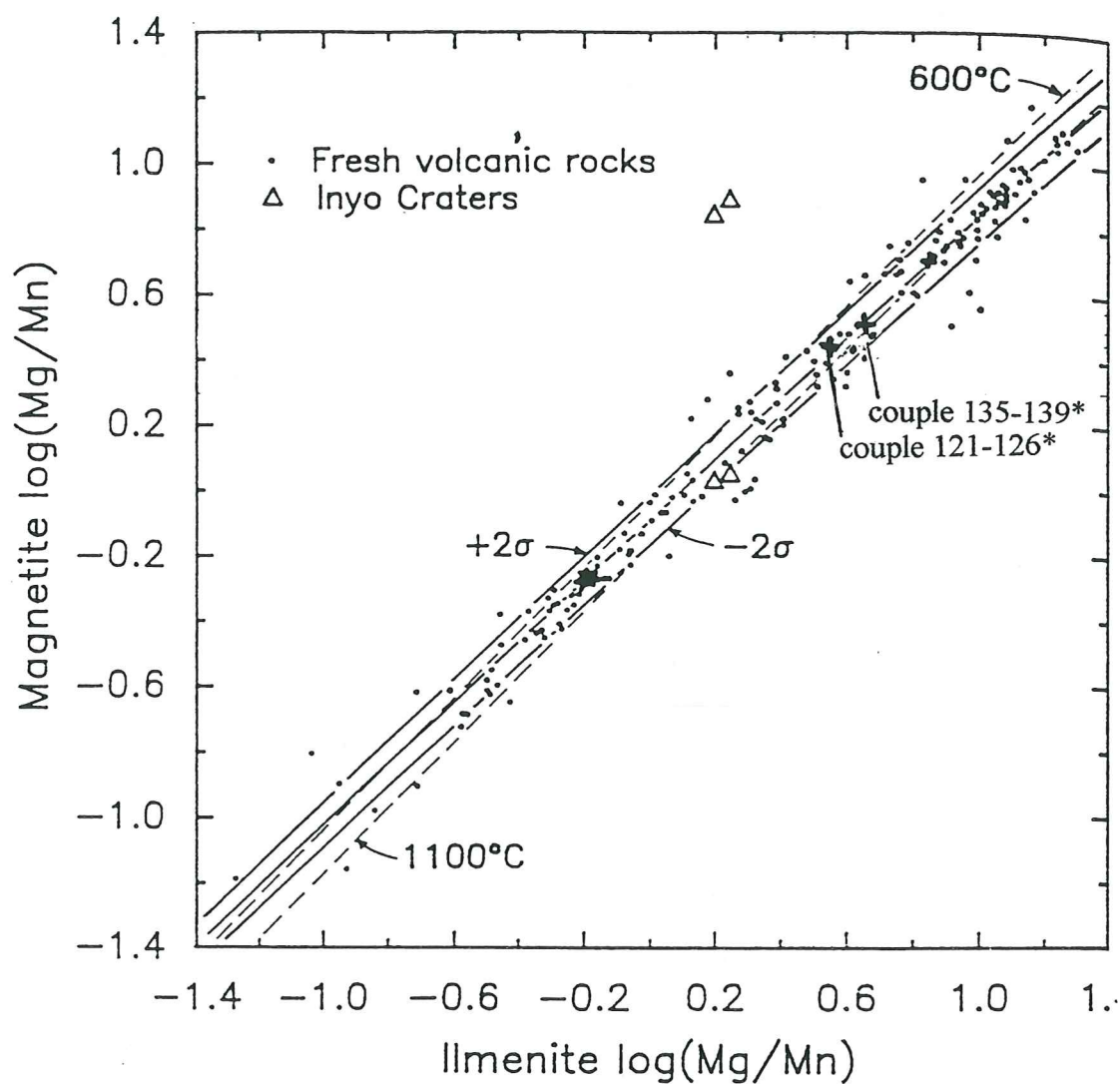
#### \* Nouvelles valeurs :

Nous avons essayé de préciser la température en utilisant les versions du géothermomètre magnétite-ilménite formulées récemment (Andersen & Lindsley, 1988 ; Andersen et al, 1993 ; Ghiorso et Sack, 1991). Le principe de ce géothermomètre est que la teneur en  $TiO_2$  des magnétites et des ilménites est étroitement dépendante de la température et de la fugacité d'oxygène (le principe de ce géothermomètre est détaillée par Ghiorso et Sack, 1991).

Nos assemblages magnétite-ilménite sont peu nombreux en raison de l'extrême rareté de l'ilménite. Le test de répartition du magnésium et du manganèse entre les magnétites et les ilménites (Bacon et Hirschmann, 1988) confirme que ces deux oxydes sont en équilibre (figure III-2).

Le tableau ci-dessous présente les résultats des formulations thermodynamiques de Andersen & Lindsley (1988), de Andersen et al (1993 ; programme "QUILF") et de Ghiorso et Sack (1991 ; programme "GEOTHERMOMETER" ) appliqués à 3 de nos couples d'oxydes et à 2 couples analysés par Gourgaud et al (1989) :





\* Analyses des magnétites reportées dans le tableau II-5 (chapitre II) ;  
 Analyses des ilménites reportées dans le tableau II-6 (chapitre II)

**figure III-2 :** Test d'équilibre des magnétites et des ilménites, d'après la répartition de leur magnésium et manganèse (d'après Bacon & Hirschmann, 1988)

## DETERMINATION DE LA TEMPERATURE ET DE LA FUGACITE D'OXYGENE D'APRES LES COMPOSITIONS DE MAGNETITES-ILMENITES

Couples d'oxydes*	QUILF Andersen et al (1993)			FE-TI OXIDES# Andersen & Lindsley (1988)			GEOTHERMOMETER Ghiorso & Sack (1991)		
	T°C##	log fO <sub>2</sub>	ΔNNO**	T°C##	log fO <sub>2</sub>	ΔNNO**	T°C	log fO <sub>2</sub>	ΔNNO**
Mt135 - Ilm139	832	-12.50	NNO+0.7	867	-11.87	NNO+0.6	880	-11.71	NNO+0.5
Mt135 - Ilm142	830	-12.56	NNO+0.7	863	-11.97	NNO+0.6	879	-11.74	NNO+0.5
Mt121 - Ilm126	821	-12.70	NNO+0.7	856	-12.12	NNO+0.6	865	-12.03	NNO+0.5
Mt <sub>c</sub> - Ilm <sub>c</sub> 6	800	-13.28	NNO+0.6				840	-12.65	NNO+0.4
Mt <sub>c</sub> - Ilm <sub>c</sub> 12	841	-12.06	NNO+0.9				902	-11.07	NNO+0.8

# Valeurs calculées par M. Rutherford, d'après la formulation thermodynamique de Andersen &amp; Lindsley (1988)

## Température ± 10°C

\* nous avons analysé les ilménites dans une nuée de 1929. Les compositions de ces oxydes sont données dans le tableau II-6 du chapitre II-3c (Ilm139/142 et Ilm126, Mt135 et Mt121)

\*\* ΔNNO = log fO<sub>2</sub> calculée - log fO<sub>2</sub> du tampon Ni-NiO calculé à 2 kb d'après le modèle de Haas in Chou, 1987.

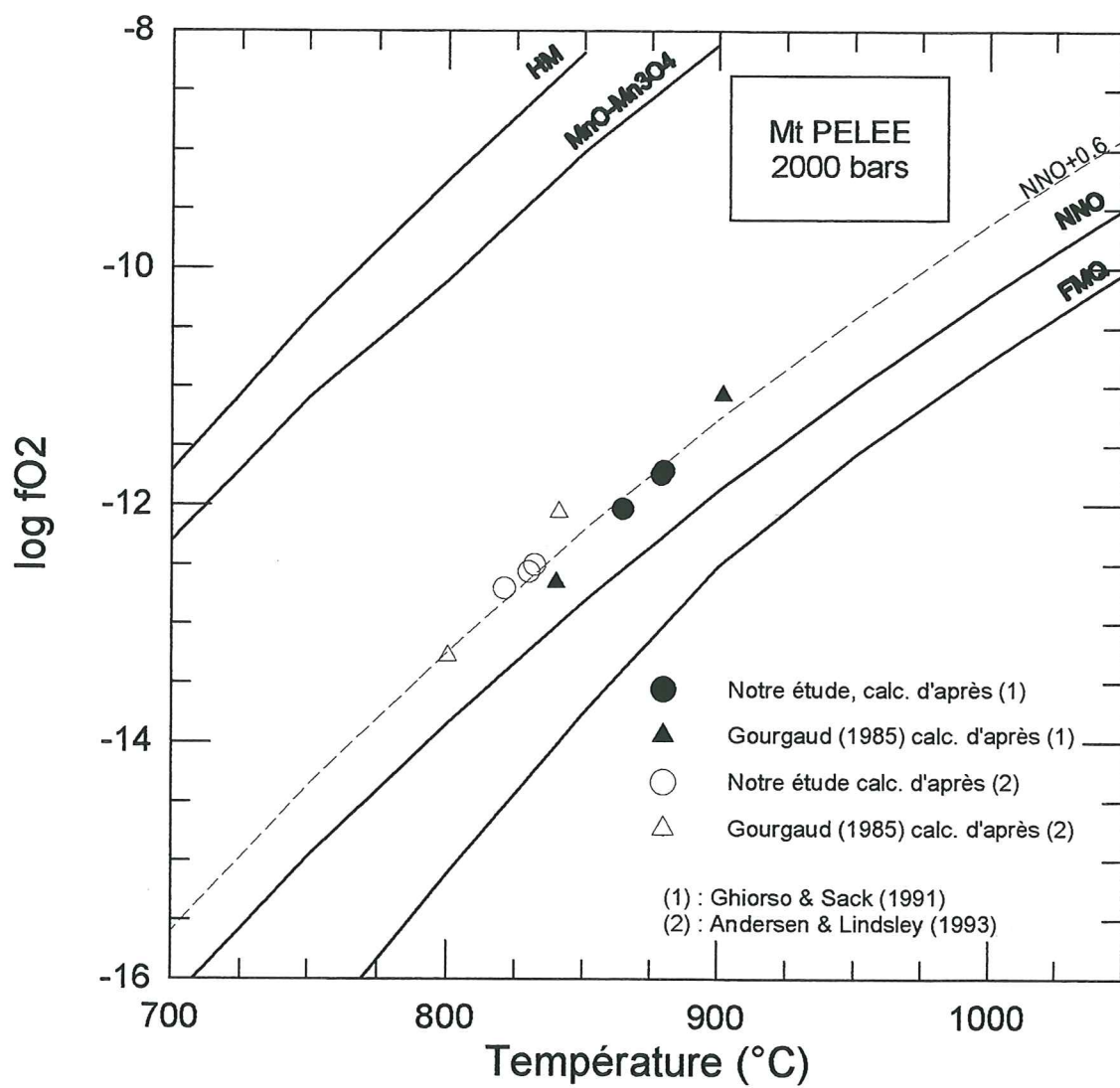
Les températures calculées par ces 3 formulations diffèrent au maximum de 45°C environ, et les fugacités d'oxygène de 0.5 unités log. Mais reportées sur la figure III-3, les conditions d'oxydoréduction à 2 kb sont concordantes, soit ~NNO+0.6. Les températures et fugacités d'oxygène déduites des compositions de magnétites-ilménites (Mt-Ilm 6 et 12) de Gourgaud (1989) encadrent les nôtres.

Nous disposons donc d'une estimation de la température de la chambre avant l'éruption entre 800-902°C et la fugacité d'oxygène entre NNO+0.4 et NNO+0.9 à 2 kb.

Le rapport Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>3+</sup> des roches totales est supposé refléter celui du liquide interstitiel (bien que ce rapport puisse être modifié par des changements du rapport Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>3+</sup> des différents minéraux, sans variations de fO<sub>2</sub> et du rapport Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>3+</sup> du liquide interstitiel : par exsolution d'ilménite dans la magnétite, par exemple). A partir des teneurs en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et FeO des roches totales (tableau II-1 du chapitre précédent), nous avons recalculé la fugacité d'oxygène des produits émis d'après Sack et al (1980), à 900°C (et pression atmosphérique) : le dôme semble avoir été oxydé (en surface ?) jusqu'à 2 unités log au-dessus du tampon Ni-NiO, alors que les échantillons de P1 ont des ΔNNO entre 0.7 et 1.4, voisines des valeurs obtenues à partir des oxydes (tableau ci-dessous) :

Type d'éruption <sup>a</sup>	(Fe <sup>2+</sup> /Fe <sup>3+</sup> ) <sup>b</sup>	ΔNNO <sup>c</sup>
Dôme 1929	2.34	NNO+2.1
Déferlante P1 (lithiques)	4.73	NNO+0.7
Déferlante P1 (ponces)	4.10	NNO+1.1
Retombée plinienne P1	4.26	NNO+0.9
Coulée ponceuse P1	3.47	NNO+1.4

<sup>a</sup> Les analyses complètes de ces roches sont reportées dans le tableau II-1 du chapitre II-1<sup>b</sup> Dosage du Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>3+</sup> par titration<sup>c</sup> ΔNNO = (log fO<sub>2</sub> calculée - log fO<sub>2</sub> du tampon Ni-NiO) ; tampon calculé à 2 kb d'après le modèle de Haas in Chou, 1987.



Tampons NNO, MnO/Mn<sub>3</sub>O<sub>4</sub>, HM calculés à 2 kb, d'après Haas in Chou (1987) ;  
 Tampon FMQ calculé à 2 kb, d'après Schwab & Küstner (1981)

**Figure III-3 :** Conditions de fugacité d'oxygène et de température pré-éruptives suggérées par le géothermomètre magnétite-Ilménite



### III.1) c- Fugacité de soufre

Les produits naturels contiennent des sulfures : pyrrhotites ( $\text{Fe}_{1-x}\text{S}$ ), chalcopyrites ( $\text{CuFeS}_2$ ) ou cubanites ( $\text{CuFe}_2\text{S}_3$ ). Deux pyrrhotites (nos 34 et 35 du tableau II-8 du chapitre II-3c) du dôme de 1929 ont permis de calculer une fugacité de soufre d'après Toulmin and Barton (1964), à 900°C, respectivement de 3 et 76 bars.

Il est probable que ces sulfures ont subi des rééquilibrations : les sulfures dans la matrice ont toutes les chances de se rééquilibrer rapidement, ceux inclus dans les magnétites réagissent très rapidement avec leur minéral hôte quand celui-ci subit des exolutions d'ilménite ; par contre, les sulfures inclus dans les minéraux silicatés donnent de meilleurs résultats (Whitney, 1984). Or, ces deux pyrrhotites sont respectivement dans la matrice et dans une magnétite, donc probablement rééquilibrées. Ce fait peut sans doute expliquer les différences de fugacité de soufre calculées (3 et 76 bars) à partir de leur composition.

### III-1) d- Conclusion

Les paramètres (P, T,  $f\text{O}_2$ ,  $f\text{H}_2\text{O}$ ) déduits des produits émis restent encore relativement imprécis :

- \* **une pression entre 1.5 et 3 kb**
- \* **une température entre 800 et 902°C**
- \* **une fugacité d'oxygène entre  $\log f\text{O}_2 = -12.65$  et  $-11.07$  (soit entre  $\text{NNO}+0.4$  et  $\text{NNO}+0.9$  à 2 kb)**
- \* **des teneurs en eau maximales de 8 %**, suggérées par les inclusions vitreuses des produits pliniens et péléens (chapitre II-5).

## **III.2) CONDITIONS EXPERIMENTALES ET ANALYTIQUES**

Les données expérimentales ont pour objectif de préciser les paramètres pré-éruptifs précédemment approchés par l'étude pétrologique des produits émis, et notamment de contraindre la teneur en eau initiale de la chambre magmatique. Le principe est d'établir des diagrammes d'équilibres de phases à différentes pressions et fugacités d'oxygène, en fonction de la température et de la teneur en eau du liquide.

### III.2) a- Expériences réalisées

#### **\* Type d'expérience**

Les expériences peuvent être réalisées selon deux protocoles principaux : en fusion ou en cristallisation. Nous les avons testées et comparées :

- Les expériences de fusion sont réalisées à partir de la poudre naturelle de l'échantillon (broyé à moins de 20  $\mu\text{m}$ ). Au cours de l'expérience, les bordures des phénocristaux et le verre interstitiel se rééquilibrent en fonction des conditions expérimentales imposées. Les cristaux néoformés et les nouvelles compositions de bordures des cristaux coexistent avec les cristaux initialement présents.

- Les expériences de cristallisation nécessitent de partir d'un verre fondu de l'échantillon naturel, finement broyé. Suivant les conditions de l'expérience, un assemblage de phases cristallise, avec des compositions et dans des proportions correspondant aux conditions expérimentales imposées. Dans ce cas, toutes les phases sont néoformées.

Rutherford (1985) a déterminé les équilibres de phases de la dacite de l'éruption du 18 mai 1980 au Mont St. Helens, USA, à partir d'expériences en fusion. Dans nos conditions d'expérience, les cristaux néoformés et les nouvelles compositions des bordures rééquilibrées sont difficilement distinguables des cristaux initialement présents. De ce fait, nous avons réalisé des expériences en cristallisation, dont les inconvénients majeurs sont d'une part la préparation du verre de départ, et d'autre part, la nécessité de s'assurer de l'absence d'éventuels difficultés de nucléation de certaines phases (exemple les plagioclases).

### \* Produits de départs

Dans l'objectif d'une comparaison des conditions pré-éruptives des produits péleens et pliniens, nous avons choisi comme produits de départ pour les expériences, un échantillon du dôme de 1929 et une ponce de la retombée plinienne de P1. Nous avons également choisi un fragment lithique de la déferlante de P1, à mésostase vitreuse, dont l'intérêt est de représenter une éruption péleenne en continuité avec une éruption plinienne (la retombée P1). Les compositions de roche totale (éléments majeurs) de ces 3 échantillons sont comparables (voir tableau II-1 du chapitre II-1). Ces compositions sont rappelées ci-dessous :

Type éruptif	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	TiO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> Ot	Total
Dôme 1929 <sup>a</sup>	61.11	3.10	3.26	3.53	1.05	17.74	0.18	2.29	6.24	0.48	0.37	99.35
Dôme 1929 <sup>b</sup>	62.19	/	6.39	3.59	1.06	17.49	0.14	2.28	6.35	0.50	/	100.00
Déferlante P1 <sup>a</sup>	60.97	1.97	4.19	3.53	1.03	17.47	0.18	2.20	6.15	0.45	0.77	98.91
Déferlante P1 <sup>b</sup>	63.17	/	5.47	3.67	1.14	17.76	0.13	1.98	6.27	0.41	/	100.00
Retombée P1 <sup>a</sup>	60.75	2.11	4.04	3.45	0.97	17.48	0.17	2.17	6.16	0.43	1.68	99.41
Retombée P1 <sup>b</sup>	62.06	/	6.21	3.67	1.08	17.63	0.14	2.27	6.50	0.43	/	100.00

<sup>a</sup> Analyse chimique par voie humide

<sup>b</sup> Moyenne de 4 analyses microsonde par type éruptif, recalculées à 100 %

Nous avons réalisé, dans des capsules en Pt, deux fusions de 4 heures à 1400°C des 3 échantillons préalablement finement broyés.

Nous avons minimisé les risques de difficultés de nucléation de certaines phases (un des deux inconvénients des expériences en cristallisation cités ci-dessus) en respectant le protocole suivant : le taux de nucléation des feldspaths en fonction de la teneur en eau du verre étant maximal vers 3% d'eau dissoute (Fenn, 1977), il est important que nos verres s'hydratent progressivement, en passant par ce maximum à la montée en température en début d'expérience, plutôt que d'être hydratés dès le départ à la teneur souhaitée. Nos expériences de cristallisation utilisent par conséquent des verres secs comme produits de départ.

### \* Teneurs en eau initiales

A ce verre de départ finement broyé (environ 50 µm, ce qui facilite l'hydratation) sont ajoutés de l'eau déionisée et de l'oxalate d'argent (source de CO<sub>2</sub>), constituant la phase fluide (H<sub>2</sub>O+CO<sub>2</sub>) initiale. Nous avons choisi des rapports phase fluide/(verre silicaté) maintenus constants à 10 wt%.

- L'oxalate d'argent est la source de CO<sub>2</sub> afin d'obtenir une sous-saturation homogène en H<sub>2</sub>O. En principe, il existe deux procédés pour obtenir une sous-saturation en eau : 1) réaliser un fluide biphasé : H<sub>2</sub>O+CO<sub>2</sub> par exemple ; 2) ajouter au verre silicaté une teneur en eau inférieure à celle de la saturation calculée dans les conditions de température et de pression de l'expérience.



Cette dernière solution peut être expérimentalement problématique si l'eau ne se répartit pas facilement de manière homogène dans le liquide silicaté. Alors que dans le cas d'une importante phase fluide ( $H_2O+CO_2$ ) initiale, la répartition homogène de l'eau est facilitée dans le liquide silicaté.

- Nous avons choisi des fractions molaires d'eau initiale ( $X_{H_2O}^{in}$ ) égales à 0.7, 0.8, 0.9 et 1.  $X_{H_2O}^{in} = H_2O/(H_2O+CO_2) = 1$  correspond à la saturation, soit ~6.1 % d'eau pour une andésite à 900°C et 2 kb, d'après le modèle de Burgham (1979). L'eau entre préférentiellement dans le liquide silicaté, alors que le  $CO_2$  s'y dissout très peu. Mais une petite quantité d'eau reste néanmoins dans la phase vapeur. Ce partage de l'eau entre la phase vapeur et le liquide silicaté a pour conséquence que la teneur en  $H_2O$  effective du verre expérimental n'est pas directement celle initialement introduite : il est nécessaire d'en mesurer la teneur exacte après l'expérience.

La figure III-4 représente les proportions relatives et la composition moyenne des phases liquide et gazeuse.

### \* Capsules

Les échantillons sont contenus dans des capsules hermétiquement soudées aux deux extrémités. Elles sont en général en Au (25 mm de long sur 2.5 mm de diamètre), mais au-delà du point de fusion de l'Au (en fonction des conditions de pression et température de l'expérience), nous devons utiliser préférentiellement des capsules en  $Ag_{70}Pd_{30}$ . Nous avons utilisé ce type de capsules uniquement pour les expériences à 1040°C, 2 kb.

Il existe un risque de formation d'un alliage entre le fer de l'échantillon (dont la source principale est le liquide silicaté) et la capsule selon la réaction suivante :



En d'autres termes, il existe un risque de perte en fer de l'échantillon. Ce risque est augmenté par les conditions réductrices. Nous avons analysé, à la microsonde électronique, le fer dans les capsules en Au et AgPd. Le tableau III-1 montre que ni les capsules en Au, ni celles en AgPd ne contiennent de teneurs significatives en fer, suggérant que l'échantillon n'en a pas perdu. Ceci nous permet l'utilisation de l'un ou l'autre type de capsules, celles en Au étant préférées pour des raisons de meilleures conditions d'utilisation.

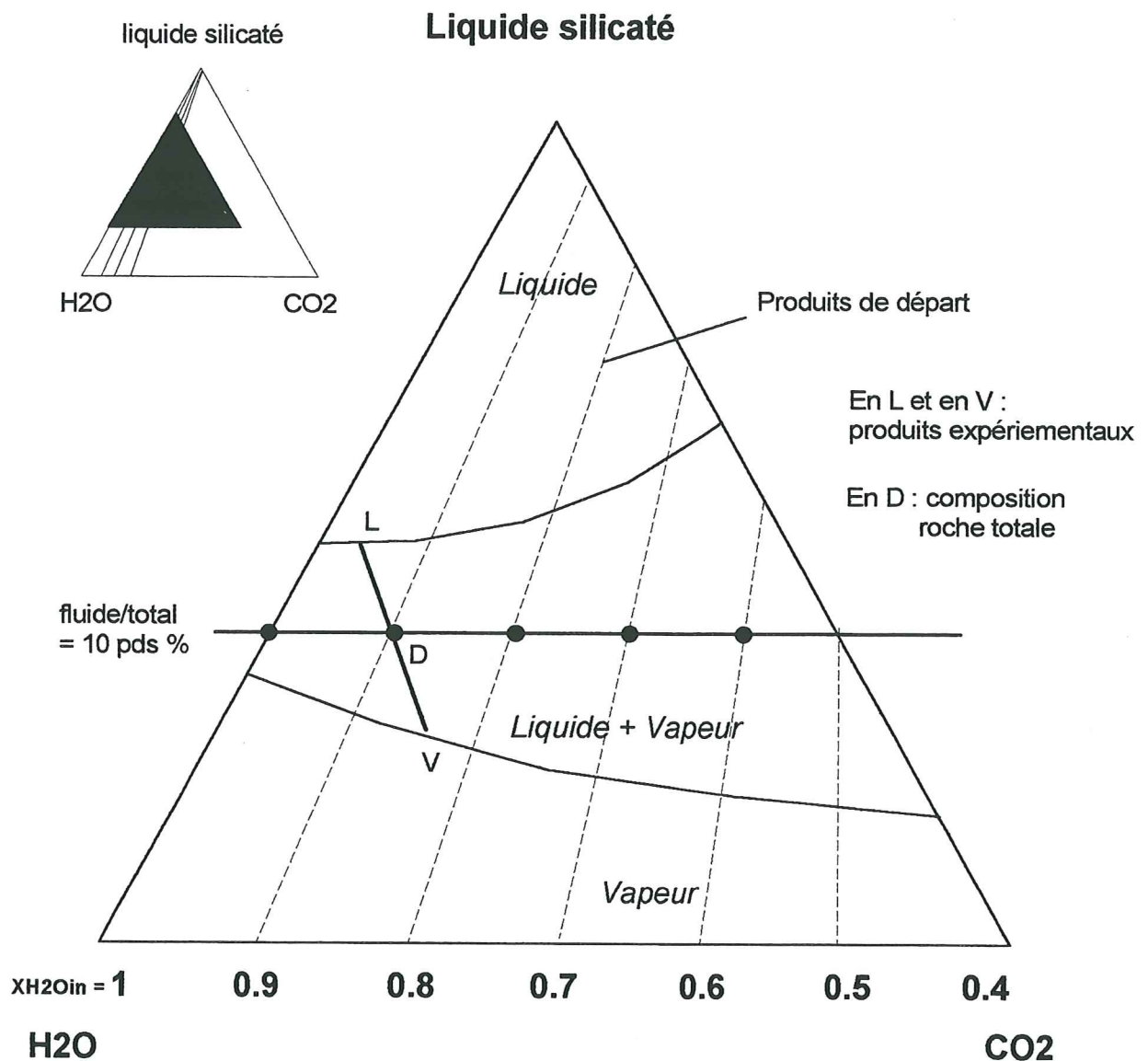
### \* Matériel et protocole expérimental

Les capsules sont placées dans un four, lui-même installé à l'intérieur de l'autoclave, d'où l'appellation "autoclave à chauffage interne" (= Internally Heated Pressure Vessel). Ce type d'enceinte à chauffage interne permet d'atteindre des températures plus hautes que les enceintes à chauffage externe par exemple.

- Les caractéristiques des fours sont précisément détaillées par Roux & Lefèvre (1992) pour les utilisations jusqu'à des températures de ~1000°C, et Roux et al (1994) pour des utilisations à plus hautes températures. Les capsules sont placées dans la partie la plus chaude du four, où les résistances (2 enroulements en Khantal pour les fours utilisables jusqu'à 1000°C, et 2 enroulements en Platine + 1 enroulement en Khantal pour les fours haute température) sont indépendamment régulables pour minimiser le gradient de température entre le haut et le bas des capsules (2°C en moyenne, 15°C au plus).

- L'autoclave utilisé est schématisé sur la figure III-5. L'autoclave est pressurisé par un mélange Argon-Hydrogène, ou Argon seul pour les expériences les plus oxydantes.





Signification du diagramme :

- Les 3 pôles du triangle représentent les 3 produits initialement introduits dans la capsule (verre silicaté, eau, dioxyde de carbone).
- Les 4 points représentent les proportions relatives initiales de ces 3 produits. Le rapport initial (H<sub>2</sub>O+CO<sub>2</sub>)/total est de 10 pds %.
- Le segment [LV] schématise, pour l'exemple de composition initiale XH<sub>2</sub>O<sub>in</sub>=0.9, l'évolution des phases fluide et liquide au cours de l'expérience : la phase liquide s'enrichit en eau (déplacement de D vers L), et la phase vapeur s'enrichit en CO<sub>2</sub> (déplacement de D vers V).

**Figure III-4 :** Diagramme de représentation des proportions relatives et des compositions des phases fluide et liquide (d'après Holtz et al, 1992)

**Tableau III-1 : Profils d'analyse du fer dans les capsules d'Au et AgPd**

Intérieur = intérieur de la capsule, en contact avec l'échantillon

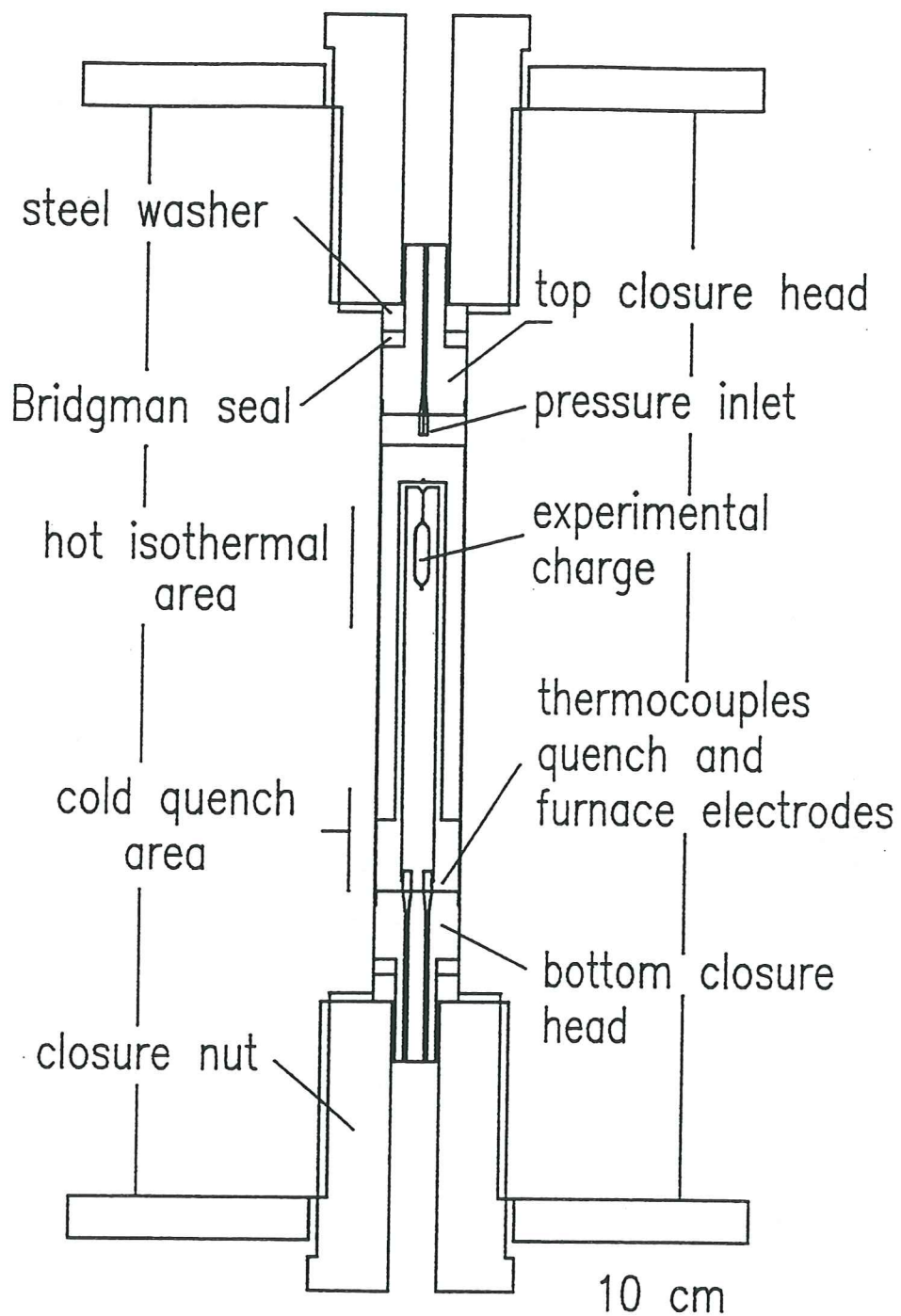
Extérieur = extérieur de la capsule

<b>Exemple 1</b>						
	intérieur -----					extérieur
<b>Fe (pds %)</b>	0.19	0.00	0.00	0.00	0.20	0.00
<b>Pd (pds %)</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Au (pds %)</b>	97.26	98.74	98.91	98.84	98.01	99.26
<b>Ag (pds %)</b>	2.55	1.26	1.09	1.16	1.78	0.74

<b>Exemple 3</b>						
	intérieur -----					extérieur
<b>Fe (pds %)</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.13
<b>Pd (pds %)</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Au (pds %)</b>	99.22	99.50	99.62	99.76	99.67	99.77
<b>Ag (pds %)</b>	0.78	0.50	0.37	0.24	0.23	0.10

	Exemple 4			
	intérieur -----			extérieur
Fe (pds %)	0.04	0.05	0.14	0.08
Pd (pds %)	29.77	29.58	30.08	29.72
Au (pds %)	0.00	0.00	0.00	0.05
Ag (pds %)	70.18	70.37	69.79	70.14

\* Les exemples 1 et 2 sont des profils d'analyses du fer dans des capsules en Au  
L'exemple 3 est un profil d'analyse du fer dans une capsule en AgPd



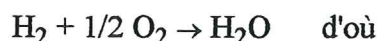
**figure III-5** : Schéma de l'autoclave à chauffage interne,  
d'après Roux et al (1994)



\* La pression est lue en continu au cours de l'expérience, avec une précision de  $\pm 40$  bar, incluant les fluctuations journalières dues à la température de la pièce.

\* La température est lue en continu par l'intermédiaire de 2 à 4 thermocouples (précision de  $\pm 5^\circ\text{C}$ ).

\* Les fugacités d'oxygène sont contrôlées par la fugacité d'hydrogène, par l'intermédiaire de la réaction de dissociation de l'eau ci-dessous. La fugacité d'hydrogène est directement proportionnelle à la quantité d'hydrogène mise à froid dans l'autoclave :



$$\text{Log } f\text{H}_2 = \text{Log } f\text{H}_2\text{O} - 1/2 \text{Log } f\text{O}_2 - \text{Log } K_w$$

$K_w$  : constante de formation de l'eau, dépendante de la température

$f\text{H}_2$ ,  $f\text{O}_2$  et  $f\text{H}_2\text{O}$  : fugacités d'hydrogène, d'oxygène et d'eau, dépendantes de la pression, de la température et de la valeur de  $X_{\text{H}_2\text{O}}$  in.

a) Pour les expériences en dessous de  $930^\circ\text{C}$ , la fugacité d'hydrogène dans l'autoclave est lue par une membrane de Shaw (Shaw, 1963a), modifiée par Scaillet et al (1992) (figure III-6). La membrane de Shaw étant perméable à l'hydrogène, un équilibre s'établit entre la  $f\text{H}_2$  de l'autoclave et celle de la membrane, en une journée environ (la durée d'équilibration est fonction de la température et de la pression totale de l'expérience). La lecture de la fugacité d'hydrogène sur un manomètre est directe (précision de  $\pm 0.5$  bar).

b) Au-delà de  $930^\circ\text{C}$ , les températures sont trop élevées pour les alliages métalliques (Ag-Pd-Au) de la membrane de Shaw et la fugacité d'oxygène est déterminée par la technique des sensors solides (Ni-Pd-NiO, Taylor et al, 1992) (figure III-7). Le principe d'un sensor solide est que sa composition est dépendante de la fugacité d'oxygène et d'hydrogène suivant la réaction ci-dessous. Pour des  $f\text{O}_2$  d'expériences souhaitées dans une gamme de  $f\text{O}_2$  allant jusqu'à 3 unités log au dessus du tampon NNO, le sensor solide NiPd est approprié :



Une courbe de calibration de la composition du sensor en fonction de la  $f\text{O}_2$  est préalablement déterminée. Pour chaque expérience nécessitant l'utilisation de sensors, deux solutions solides de compositions (Ni + Pd) différentes ont été préparées (par B. Scaillet). Ces sensors sont placés dans un environnement aqueux, à l'intérieur d'une capsule. Au cours de l'expérience, les compositions des sensors s'équilibrent aux conditions redox de l'expérience. En fin d'expérience, les compositions des sensors sont analysées à la microsonde électronique. Les deux compositions doivent être similaires et leur calibration par rapport à la  $f\text{O}_2$  permet d'en déduire les conditions redox de l'expérience.

- Comme expliqué précédemment, la teneur en eau initiale, ajoutée dans la capsule, n'est pas tout à fait celle effectivement dissoute dans le verre après expérience (en raison du partage de l'eau entre la phase vapeur et la phase liquide). Cette teneur en eau dissoute dans le verre permet de déterminer la fraction molaire d'eau, donc l'activité d'eau ( $a_{\text{H}_2\text{O}}$ ), connaissant la composition du verre, la température et la pression de l'expérience, selon le modèle d'incorporation de l'eau dans les magmas établi par Burnham (1979). L'activité d'eau ( $a_{\text{H}_2\text{O}}$ ) est directement relié à la fugacité d'eau ( $f\text{H}_2\text{O}$ ) :

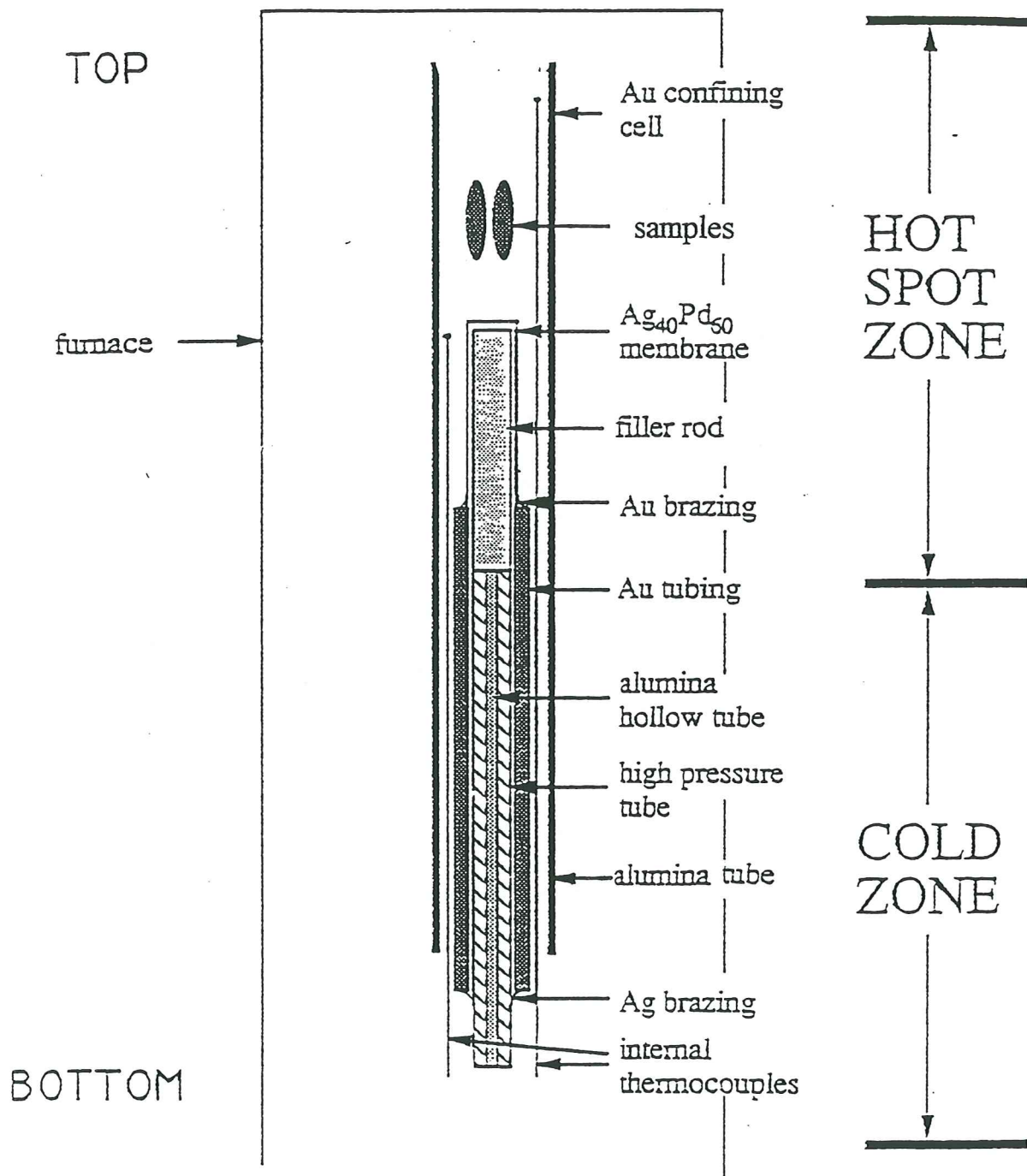
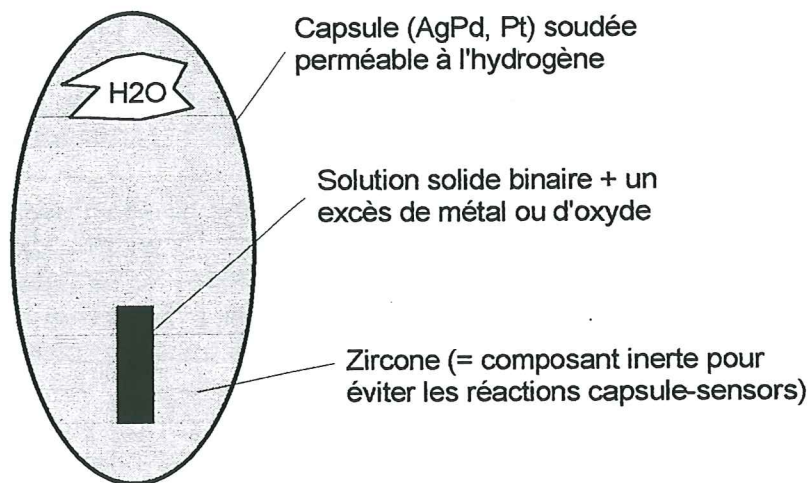


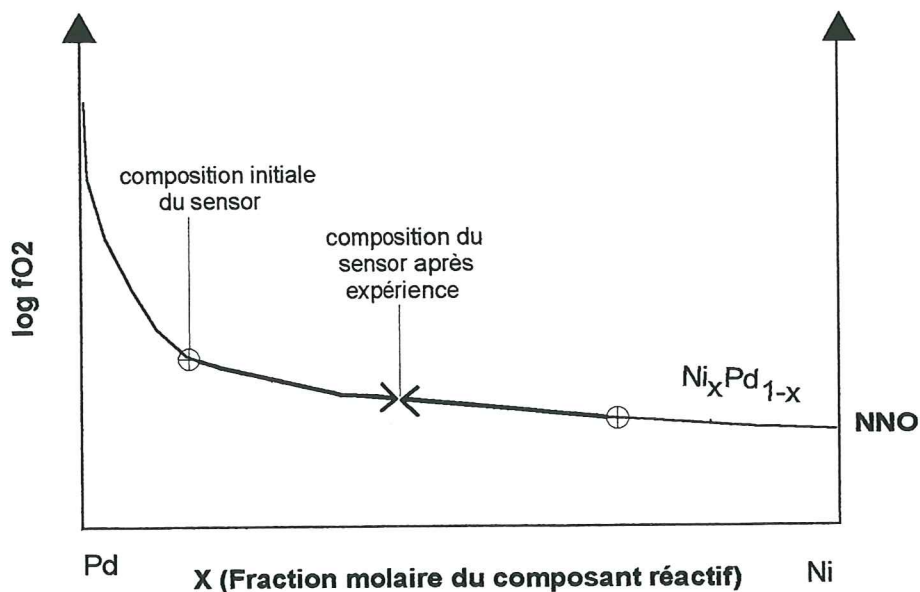
figure III-6 : Schéma de la membrane de Shaw (1963), modifiée par Scaillet et al (1992)

# SENSOR SOLIDE POUR LA MESURE DE $f_{H_2}$

A

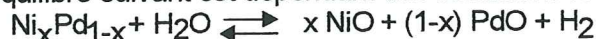


B



Principe des sensors solides :

L'équilibre suivant est dépendant des conditions redox du système :



A) Le sensor solide ( $Ni_xPd_{1-x}$ ) est placé dans une capsule (AgPd ou Pt) avec de l'eau.

B) La composition du sensor analysé après l'expérience est celle de l'équilibre aux conditions redox de l'expérience (en général, 2 sensors de compositions différentes sont utilisés).

**Figure III-7 :** Technique des sensors solides, d'après Taylor et al (1992)



$$a_{H_2O} = \frac{f_{H_2O}}{f_{H_2O}^{ref.}} \quad \text{à la saturation, } f_{H_2O} \text{ et } f_{H_2O}^{ref.} \text{ sont égales}$$

Les conditions de  $fH_2$  appliquées à l'ensemble des charges d'une expérience donnée sont constantes et essentiellement dépendantes de la quantité d'hydrogène introduite à froid dans l'autoclave (Scaillet et al, 1992). Toutefois, les charges ont des  $X_{H_2O}$  différentes. En conséquence,  $fO_2$  varie d'une charge à l'autre pour une même expérience. Le calcul de  $fO_2$  nécessite une évaluation précise de  $fH_2O$ , obtenue à partir des teneurs en  $H_2O$  des verres expérimentaux.

- La durée des expériences est variable suivant les conditions de température, de pression et du temps requis pour que les phases soient à l'équilibre. L'arrêt de l'expérience se fait simplement par la mise hors tension du four. La vitesse de refroidissement est d'environ 100°C par minute. Ces vitesses de refroidissement se sont avérées trop lentes pour les températures supérieures à 930°C, provoquant la cristallisation de phases de trempe. Nous avons donc effectué quelques expériences avec un système de trempe rapide modifié, d'après Roux & Lefèvre (1992) (figure III-8) : les capsules contenues dans le porte-échantillon sont suspendues (l'autoclave et le four étant en position verticale) dans la partie chaude et sans gradient thermique de l'autoclave par des fils fusibles (Khantal, 0.2 mm de diamètre), eux-mêmes noués aux tiges de support reliées à deux électrodes. A la fin de l'expérience, un faible courant électrique induit provoque la rupture de ces fils. Les capsules tombent dans la partie froide du four (~50°C). L'inconvénient de ce système de trempe rapide est qu'il ne peut pas être utilisé en parallèle avec la membrane de Shaw.

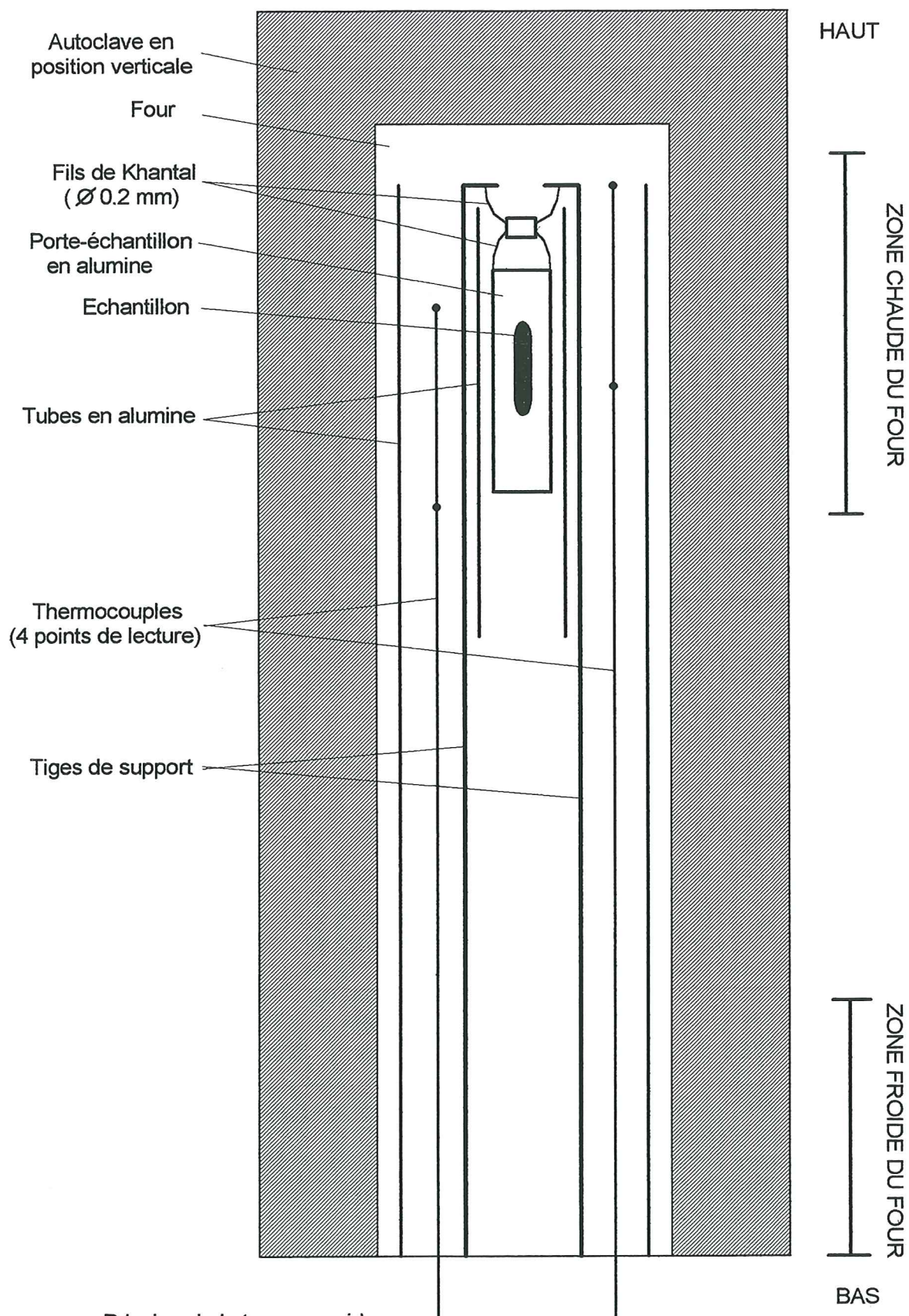
- Toutes les capsules sont pesées après l'expérience et comparées à leur masse initiale pour détecter d'éventuelles fuites d'eau.

#### \* Conditions des expériences

Les conditions des expériences sont choisies pour encadrer les conditions déduites de l'étude pétrologique des produits naturels :

- Les expériences ont été réalisées à des pressions de ~2.2, ~3.2 et ~4.2 kbar
- Les températures ont été choisies dans l'objectif de couvrir l'intervalle de cristallisation, soit de 850 à 1050°C environ, par pas de ~25°C.
- Les  $fO_2$  des différentes expériences varient de NNO à NNO+3.
- Les  $X_{H_2O}$  varient de 0.7 à 1 (1 étant la saturation)
- La durée des expériences varie de 2 à 14 jours, en fonction de la température et de la pression imposées.

Les expériences effectuées et leurs conditions sont reportées en annexe B et résumées dans le tableau ci-dessous :



Principe de la trempe rapide :

l'autoclave est vertical. Le porte-échantillon est suspendu par des fils fusibles (en Khantal), eux-mêmes fixés aux tiges de support reliées à des électrodes. Un faible courant induit provoque la rupture de ces fils, par effet joule. Le porte-échantillon tombe dans la zone froide du four.

**Figure III-8 :** Système de trempe rapide, d'après Roux & Lefèvre (1992), modifié



TABLEAU SYNTHETIQUE DES CONDITIONS DES EXPERIENCES REALISEES

N°Exp.	Pression (bar)	Température (°C)	Durée (heure)	fH <sub>2</sub> (bar)	log fO <sub>2</sub> <sup>a</sup> (bar)	ΔNNO (bar)	X <sub>H2O</sub> in
X1	2028	850	235	/	-10.30	+2.5	0.8
X2	2150	902	270	3.6	-11.14	+0.8	0.8
X3	2112	902	327	9.75	-11.97	-0.1	1, 0.9, 0.8, 0.7
X4	2205	903	302	5.85	-11.41	+0.4	1, 0.9, 0.8, 0.7
X5	2130	876	322	3.5	-11.56	+0.8	1, 0.9, 0.8
X6	2210	930	256	4.4	-10.63	+0.7	1, 0.9, 0.8, 0.7
X7	2117	950	184	~0.9*	-9.00	+2	0.9, 0.8, 0.7
X8	2102	1003	140	~0.5*	-7.6	+2.5	1, 0.9, 0.8
X9	2126	930	238	3	-10.34	+1	1, 0.9, 0.8, 0.7
X10	2265	930	216	1	-9.34	+2	1, 0.9, 0.8, 0.7
X11	4160	925	170	9.8	-10.77	+0.6	1, 0.9, 0.8, 0.7
X12	2170	1041	53	~0.4*	-6.6	+3	1, 0.9, 0.8
X15**	2126	951	48	/	/	~+0.7	1, 0.9, 0.8, 0.7
X16**	3137	925	71	/	/	~+0.7	1, 0.9
X17**	1980	900	123	/	/	~+0.7	1, 0.9

<sup>a</sup> log fO<sub>2</sub> calculé pour une valeur moyenne de X<sub>H2O</sub>in = 0.8

\* fH<sub>2</sub> déterminée par la technique des sensors solides

\*\* Expériences avec trempe rapide, dont la fO<sub>2</sub> a été déterminée d'après les compositions des phases

Les conditions de fO<sub>2</sub> et de température des expériences réalisées sont reportées sur la figure III-9. Plusieurs courbes tampon (FMQ, NNO, MnO-Mn<sub>3</sub>O<sub>4</sub> et HM) ont été tracées à 2 kb. Les expériences ont été réalisées suivant deux gammes de fO<sub>2</sub> : de NNO à NNO+1 et de NNO+2 à NNO+3.

### III.2) b- Analyses chimiques des charges expérimentales

#### \* Méthode analytique

Les charges expérimentales ont été analysées à la microsonde électronique (SX 50 service commun CNRS-BRGM Orléans), à 15kV, un temps de comptage de 10 s, 12 nA et un faisceau de 2 μm pour les phases cristallines, 6 nA et un faisceau défocalisé à 5 ou 10 μm pour les verres. Les incertitudes des analyses des pourcentages d'oxydes des phases minérales sont estimées à 2 % pour SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et CaO, 3 % pour FeO, MgO et TiO<sub>2</sub> et 5 % pour MnO, Na<sub>2</sub>O et K<sub>2</sub>O. Les mesures analytiques des verres interstitiels sont moins précises pour plusieurs raisons :

- la migration de Na<sub>2</sub>O et K<sub>2</sub>O au cours de l'analyse nécessite une correction des alcalins par des verres standards connus (voir chapitre II-4).

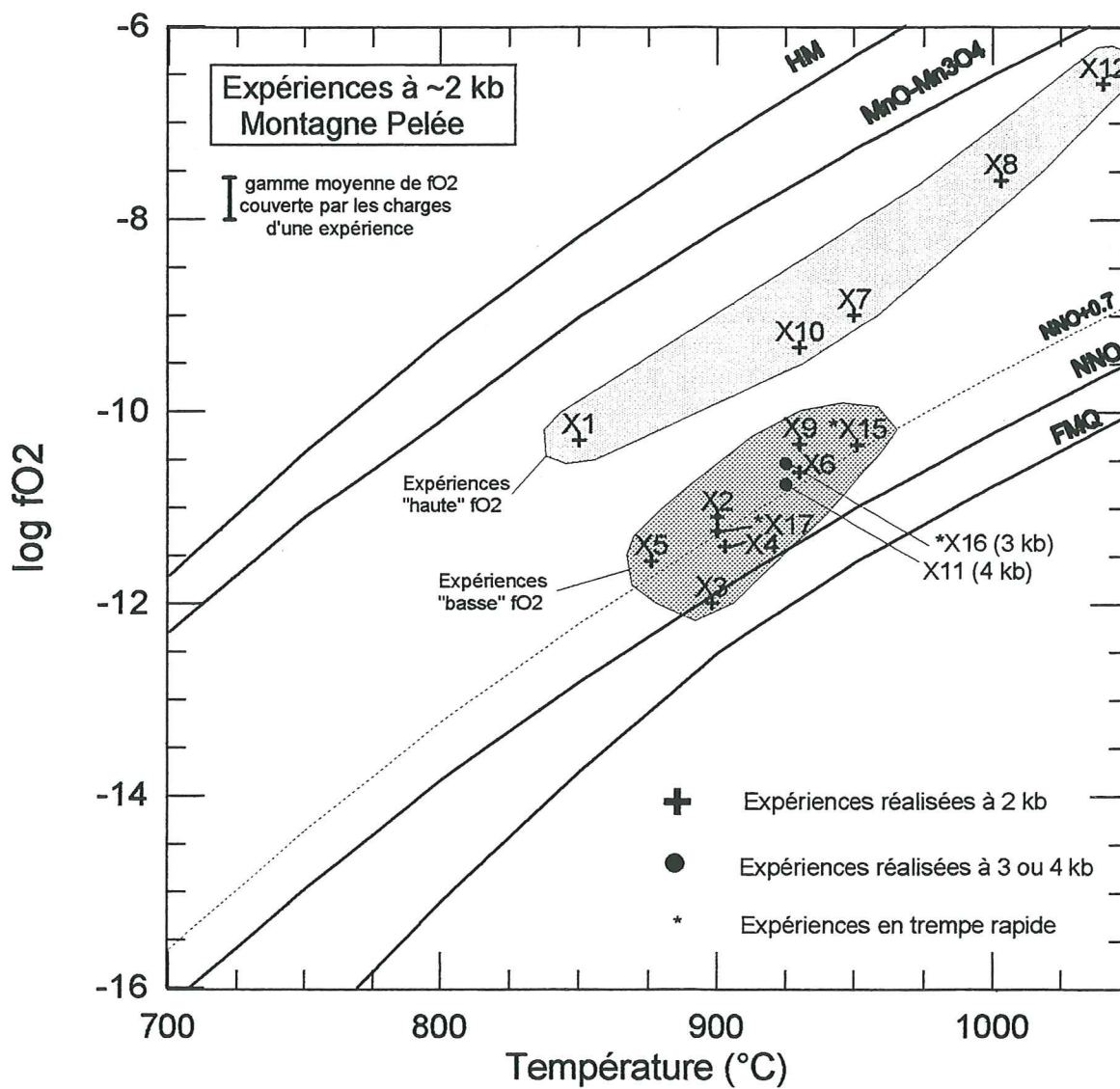
- la plupart des charges expérimentales ont des taux importants de verre interstitiel, mais pour les charges les plus cristallisées, il est difficile de trouver des plages analysables (> 5-10 μm).

- les plages situées en bordures de trous ou de bulles ne sont pas rigoureusement planes. Une bonne analyse y est impossible.

- les verres sont sujets à des hétérogénéités d'origines diverses : cristallisation de très petites phases indécélables optiquement, précipitation rapide de phases de trempe ou micro-vésiculation du verre.

En définitif, toutes les charges n'ont pas permis une analyse chimique "fiable" de leur verre interstitiel.





**figure III-9 :** Conditions P-T- $fO_2$  moyennes des expériences réalisées à partir des produits de la Montagne Pelée

### \* Identification des phases

La planche III-1 montre des exemples de photos MEB des expériences.

Les assemblages de phase des différentes expériences sont reportées en annexe B. L'assemblage minéralogique naturel [plagioclase + orthopyroxène + magnétite + clinopyroxène + rare ilménite] est reproduit pour une large gamme de conditions expérimentales. L'apatite est même rencontrée dans certaines expériences saturées en eau.

La régularité des compositions chimiques des phases et des verres expérimentaux d'une même charge et la cohérence des variations de compositions d'une expérience à l'autre prouvent que l'équilibre chimique est atteint à la fin de l'expérience.

Les différences entre les phases expérimentales et les phases naturelles sont d'ordre textural : alors que les plagioclases naturels peuvent atteindre des tailles de 1-2 mm, les plagioclases expérimentaux ne mesurent pas plus de 10  $\mu\text{m}$  en moyenne (planche III-1). Les orthopyroxènes expérimentaux sont les phases les plus grandes (jusqu'à plusieurs dizaines de microns), mais dans les produits naturels, les plagioclases sont en général les phases les plus grosses. La raison de ces différences texturales est temporelle : la chambre magmatique a une longue et complexe histoire, témoignée dans les produits naturels par les phases héritées, comme les plagioclases à coeurs calciques (voir chapitre II-3), tandis que, bien que l'équilibre soit atteint en cours d'expérience, la croissance des phases expérimentales ne dure que 14 jours au plus, et les conditions restent constantes.

L'amphibole est présente dans presque toutes les charges expérimentales, à l'exception des charges les plus sous-saturées en eau et de celles réalisées à des températures inférieures à  $\sim 930^\circ\text{C}$  (annexe B). Elle se présente sous deux types de forme :

- en minéraux trapus de 10-20  $\mu\text{m}$  (planche III-1C et planche III-2A)
- en baguettes squelettiques, de 1-2  $\mu\text{m}$  (planche III-2B) à quelques dizaines de  $\mu\text{m}$  ("AmT" de la planche III-2A), en fonction de la température ou de la pression.

Plusieurs raisons nous ont permis de considérer ce dernier type d'amphiboles comme des phases de trempe :

1) Les amphiboles squelettiques des expériences apparaissent au voisinage du liquidus à  $1040^\circ\text{C}$ , 2 kbar et NNO+0.3, alors que d'après la littérature, la présence de l'amphibole est exceptionnelle dans ces conditions. Baker & Eggler (1983) l'observent dans ces conditions, vers  $1000^\circ\text{C}$ , mais pour des compositions de basaltes alumineux (HAB des Aléoutiennes).

2) Leurs formes squelettiques, en baguettes, branchues, témoignent de croissance très rapide en déséquilibre chimique. Les conditions ne varient pas au cours de l'expérience, et les autres phases prouvent que l'équilibre chimique est atteint. La seule possibilité de cristallisation en déséquilibre sous des conditions variables, est lors de la mise hors tension du four. La vitesse de refroidissement est alors de  $\sim 100^\circ\text{C}/\text{min}$ , vraisemblablement trop lente, d'où la justification des expériences en trempe rapide (système détaillé au § III-2a).

3) Trois expériences de trempe rapide ont alors été réalisées, constituant la meilleure démonstration de l'existence de phases de trempe dans les expériences "normales" : la photo B de la planche III-2 représente une expérience réalisée à 2210 bar,  $950^\circ\text{C}$ , NNO+0.7 (saturation) ; la photo C de la planche III-2 représente une autre expérience, réalisée dans les mêmes conditions P, T,  $f\text{O}_2$  et  $f\text{H}_2\text{O}$ , mais avec la trempe rapide : les baguettes squelettiques n'existent plus dans le cas de l'expérience en trempe rapide.

### \* Compositions chimiques des phases expérimentales

Les compositions chimiques des plagioclases, pyroxènes, amphiboles, oxydes et verres interstitiels sont reportées en annexe B ; étant donné le nombre de charges par expérience et le nombre d'expériences, seuls les moyennes, les écart-types autour de la moyenne et le nombre d'analyses ont été reportés. Les compositions des phases expérimentales seront discutées au cours des paragraphes suivants, en fonction du sujet traité.



Pour des raisons de simplification de style, une phase (exemple : un plagioclase) cristallisée à partir du verre d'un type éruptif (exemple : dôme de 1929), sous des conditions expérimentales imposées, sera par la suite appelée : phase expérimentale du type éruptif considéré (exemple : plagioclase expérimental du dôme de 1929).

Les bordures des plagioclases naturels du dôme de 1929 sont plus albitiques ( $An_{50-55}$ ) que celles des plagioclases naturels de la retombée P1 ( $An_{55-60}$ ) (voir chapitre II-3a). Le tableau ci-dessous montre que les plagioclases expérimentaux du dôme de 1929 et ceux de l'éruption P1, cristallisés dans les mêmes conditions expérimentales, ont des compositions chimiques comparables. De même, les orthopyroxènes naturels du dôme de 1929 sont plus magnésiens que ceux des autres types (voir chapitre II-3b). Les orthopyroxènes expérimentaux du dôme de 1929 et ceux de l'éruption P1, cristallisés au cours de la même expérience, ont des compositions comparables :

COMPARAISON DES COMPOSITIONS DES PLAGIOCLASES ET ORTHOPYROXENES EXPERIMENTAUX DU DOME DE 1929 AVEC CELLES DE LA RETOMBEE P1

Conditions P, T de l'expérience	Teneur en eau (poids %)	Anorthite % (dôme 1929)	Anorthite % (retombée P1)	Enstatite % (dôme 1929)	Enstatite % (retombée P1)
875°C / 2130 bar	6.9	66.52	64.42	61.97	61.37
930°C / 2210 bar	6.9	79.54	80.05	66.90	65.51
902°C / 2112 bar	6.9	74.77	72.63	58.24	59.67

Les magnétites sont ubiquistes dans les expériences réalisées à ~2 kb. A 2 kb, l'ilménite n'est présente que dans l'expérience en conditions les plus réductrices (~NNO). Dans ce cas, la cristallisation de l'assemblage magnétite-ilménite sous des conditions d'expérience (P, T,  $fO_2$ ) connues permet de vérifier la validité des programmes de calcul des conditions d'oxydoréduction, utilisés dans le § III-1 (tableau ci-dessous). La première colonne du tableau fait référence aux compositions des oxydes (présentées en annexe B) ; la deuxième colonne donne les conditions P, T,  $fO_2$  imposées par cette expérience ; les deux dernières colonnes donnent les conditions T,  $fO_2$  calculées, à 2100 bar, respectivement par les modèles thermodynamiques de Ghiorso & Sack (1991) et Andersen & Lindsley (1993) :

COMPARAISON DES MODELES THERMODYNAMIQUES DU GEOTHERMOMETRE MAGNETITE-ILMENITE DE GHIORSO & SACK (1991) ET ANDERSEN & LINDSLEY (1993) AVEC LES DONNEES T- $fO_2$  DEDUITES DES MAGNETITES-ILMENTES EXPERIMENTALES

Oxydes*	EXPERIENCE		GEOTHERMOMETER		QUILF	
	902°C 2112 bar		Ghiorso & Sack (1991)		Andersen et al (1993) 2100 bar	
	T°C	log $fO_2$	T°C	log $fO_2$	T°C	log $fO_2$
Dôme 1929 / $X_{H_2O}^{in}=0.9$	902	-11.97	849	-13.05	858 $\pm$ 75	-13.80 $\pm$ 0.9
Retombée P1 / $X_{H_2O}^{in}=0.8$	902	-11.97	934	-11.41	840 $\pm$ 55	-13.01 $\pm$ 0.6
Déferlante P1 / $X_{H_2O}^{in}=0.9$	902	-11.97	875	-12.84	809 $\pm$ 42	-13.95 $\pm$ 0.5
Moyennes des 3 données précédentes :			886	-12.43	836 $\pm$ 57	-13.59 $\pm$ 0.7

\* Les compositions utilisées sont les moyennes des compositions des magnétites et ilménites, référées en annexe B, pour la charge expérimentale considérée (caractérisée par les conditions P, T,  $fO_2$  d'expérience, le type éruptif représentatif du verre de départ, la fraction molaire d'eau initialement introduite dans la capsule).



**Planche III-1 : Photos MEB de charges expérimentales -  
Assemblages de phases.**

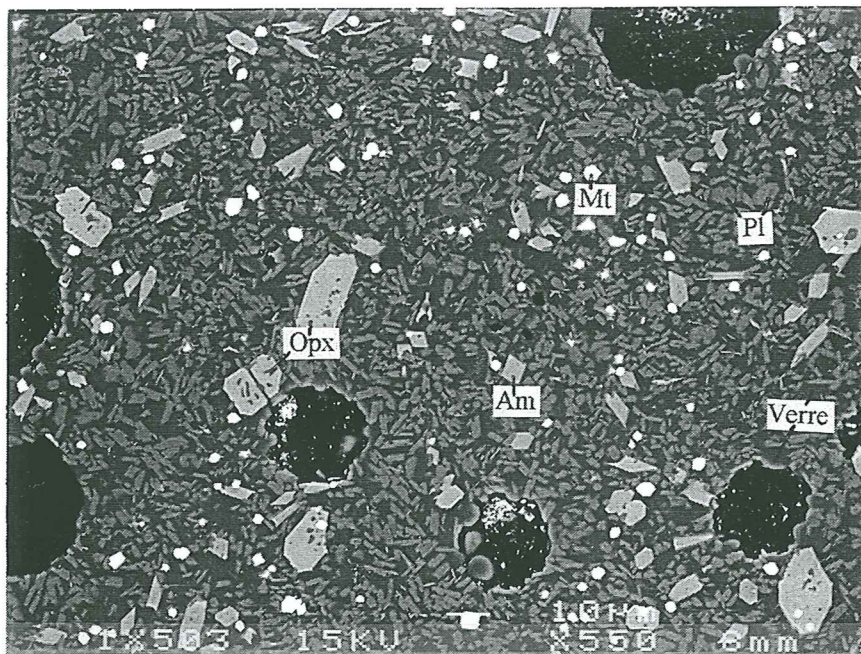
**A) Dôme 1929 - charge saturée en eau -  
P=2130 bar, T=875°C, NNO+0.8 (X5)**

**B) Dôme 1929 - charge sous-saturée en eau ( $X_{H_2Oin}=0.7$ ) -  
P=2130 bar, T=875°C, NNO+0.8 (X5)**

**C) Retombée P1 - charge saturée en eau -  
P=2265 bar, T=930°C, NNO+2 (X10)**

# Planche III-1

A



875°C / NNO+0.8 / 2130 bar /  $X_{H_2O}^{in} = 1$  / Dôme 1929 / x 550

B



875°C / NNO+0.8 / 2130 bar /  $X_{H_2O}^{in} = 0.8$  / Dôme 1929 / x 550

C



930°C / NNO+2 / 2265 bar /  $X_{H_2O}^{in} = 1$  / Retombée P1 / x 550



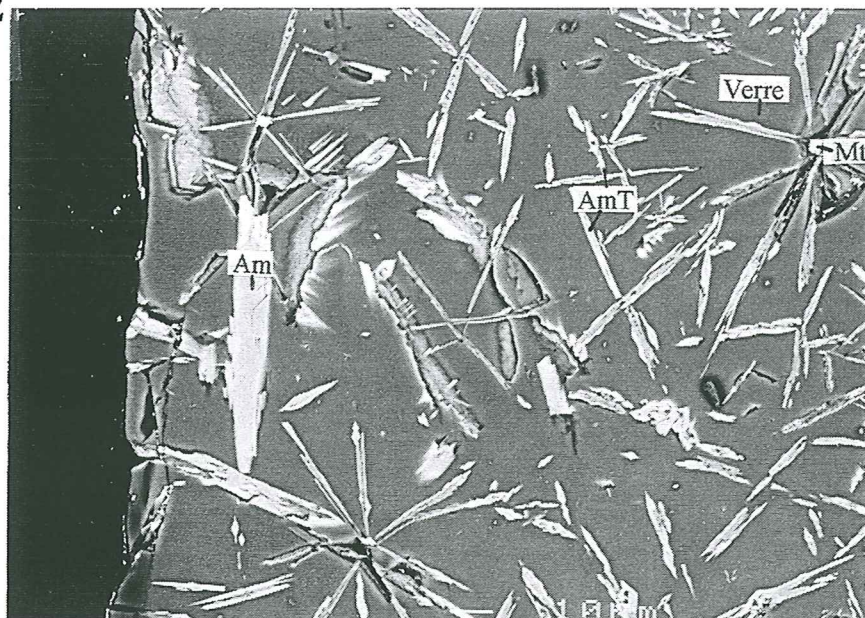
**Planche III-2 : Photos MEB de charges expérimentales -  
Phases de trempe.**

- A) Déferlante P1 - charge saturée en eau -  
P=4160 bar, T=925°C, NNO+0.6 (X11)**
- B) Déferlante P1 - charge saturée en eau -  
P=2210 bar, T=930°C, NNO+0.7 (X6)**
- C) Déferlante P1 - charge saturée en eau -  
P=2126 bar, T=951°C, ~NNO+0.7 (X15)**



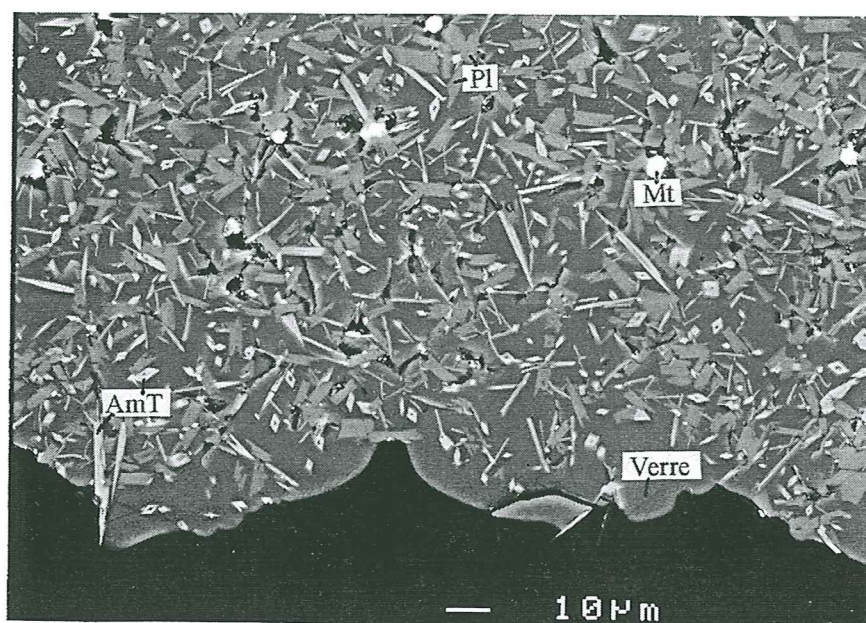
# Planche III-2

A



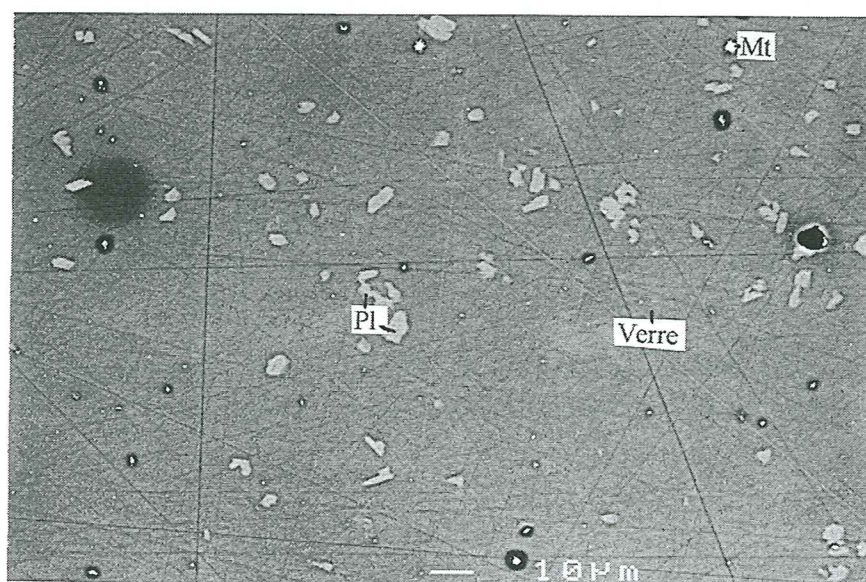
925°C / NNO+0.6 / 4160 bar /  $X_{H_2O}^{in} = 1$  / Déferlante P1 / x 550

B



950°C / NNO+0.8 / 2210 bar /  $X_{H_2O}^{in} = 1$  / Retombée P1 / x 550

C



951°C / ~NNO+0.7 / 2126 bar /  $X_{H_2O}^{in} = 1$  / Déferlante P1 / x 550  
TREMPE RAPIDE



Bien que la procédure de calcul de Ghiorso & Sack (1991) ne permette pas d'estimer la précision des valeurs ( $T$ - $fO_2$ ) déterminées, les valeurs de température et de  $\log fO_2$  calculées sont plus proches des données expérimentales que celles calculées d'après Andersen et al (1993). Par conséquent, nous concluons de cette comparaison que la formulation thermodynamique adoptée par Ghiorso et Sack (1991) rend mieux compte de nos conditions expérimentales ( $T$ ,  $fO_2$ ).

### III-2) c- Teneurs en $H_2O$ des charges expérimentales

Les teneurs en eau des verres expérimentaux ont été mesurées par le même procédé que les verres naturels, par différence à 100 % de l'analyse microsonde, calibrée par des verres standards (conditions d'analyse chapitre II-5b) et par spectrométrie infrarouge (voir chapitre II-5a).

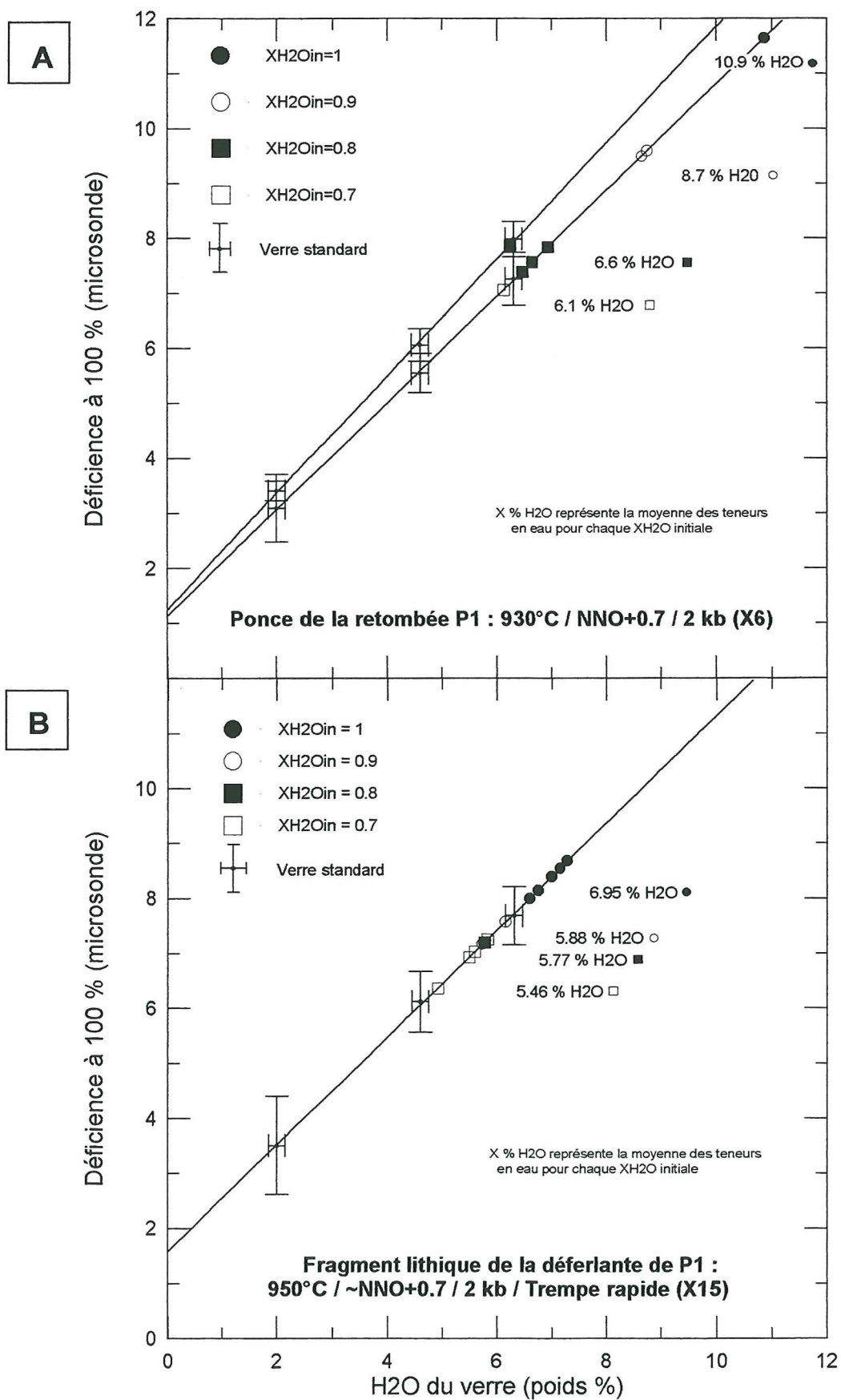
#### **\* problèmes spécifiques rencontrés lors de la mesure des teneurs en $H_2O$ par analyse microsonde**

Dans la majorité des expériences réalisées sans trempe rapide à 2 kb, les teneurs en eau des verres s'échelonnent de ~6 pds % pour les charges les plus sous-saturées, à ~10 pds % pour la saturation en eau (figure III-10A). Les écart-types des teneurs mesurées pour chaque charge peuvent être très importants, alors que les compositions des verres recalculées sur une base anhydre sont relativement homogènes (bien que plus hétérogènes que les compositions des phases).

D'après le modèle de Burnham (1979), à 2 kb, pour nos compositions de verres et pour des températures de 850 à 950°C, la solubilité de l'eau est quasiment la même, égale à 6.1 %. Les teneurs en eau des verres des expériences sans trempe rapide semblent être sérieusement perturbées (par une micro-vésiculation ?) et sont supérieures de ~4 % aux teneurs calculées à la saturation. Par contre ce problème de surévaluation des teneurs en eau n'a pas été rencontré pour les charges de l'expérience réalisée à 4 kb.

Les teneurs en eau mesurées dans les verres saturés des expériences de trempe rapide à 2 kb sont environ égales à 6.9 % (figure III-10B), soit légèrement supérieures à celles calculées par le modèle de Burnham (1979), mais raisonnablement en accord. Ces charges ne présentent pas les caractéristiques texturales rencontrées pour celles trempées de façon "normale" (phases de trempe, microvésiculation apparente des verres et nous privilégions donc les données de teneurs en eau des verres mesurées sur les charges après trempe rapide. Par conséquent, nous avons utilisé les données des expériences réalisées en trempe rapide pour corriger les teneurs en eau des verre de la majorité des expériences à 2 kb. Pour les expériences saturées en eau ( $X_{H_2O}^{in} = 1$ ), la valeur de 6.9 % poids  $H_2O$  a été prise comme la teneur de saturation à 2 kb dans la gamme de température 850°C-1050°C, et les teneurs en eau des expériences corrigées d'après cette valeur. Pour les expériences sous-saturées en eau, la dépendance des valeurs de teneur en eau en fonction de  $X_{H_2O}^{in}$  dans les expériences de trempe rapide a été utilisée pour effectuer les corrections. Les tableaux de l'annexe B font figurer les teneurs en eau respectivement mesurées et recalculées d'après les expériences en trempe rapide, et comparées avec les données calculées d'après le modèle de Burnham (1979).

Les teneurs en eau déduites de l'analyse microsonde, les teneurs recalculées et celles calculées par le modèle de Burnham sont reportées en annexe B.



**Figure III-10 :** Détermination des teneurs en eau des verres expérimentaux par déficience à 100 % des analyses à la microsonde.  
A) Expérience sans trempe rapide  
B) Expérience avec trempe rapide



### III-3) PARAMETRES PRE-ERUPTIFS

#### III.3) a- Diagrammes d'équilibre de phases

A- Les diagrammes d'équilibre de phases (Température vs. Teneur en  $H_2O$ ) ont été réalisés séparément pour les expériences à partir du verre du dôme de 1929, de la retombée de P1 et de la déferlante de P1.

Pour chaque diagramme, les différents assemblages minéralogiques coexistent avec une phase liquide silicatée et une phase vapeur (principalement  $CO_2+H_2O$ ).

Nous présentons les diagrammes de phases réalisés aux conditions suivantes :

- 1) ~2.2 kb et pour des  $fO_2$  de NNO à NNO+1 ;
- 2) ~2.2 kb et pour des  $fO_2$  entre NNO+2 et NNO+3 ;
- 3) 4.2 kb, ~NNO+0.6 et 3.1 kb, ~NNO+0.7 (extraits de diagramme).

1) La figure III-11 montre les 3 diagrammes réalisés à 2 kb pour des  $fO_2$  de NNO à NNO+1. La saturation en eau a été fixée à ~6.9 %  $H_2O$ , selon les critères énoncés au § précédent.

\* L'assemblage de phase naturel [plagioclase + orthopyroxène + amphibole + magnétite + clinopyroxène + rare ilménite] est reproduit pour une large gamme de températures (~850-950°C) et de teneurs en eau (5 à 6.9 %).

- Le clinopyroxène est observé sporadiquement, dans les charges des expériences à 875 et 900°C. Rutherford & Devine (1988) ont également constaté la rareté du clinopyroxène dans les équilibres de phase du Mont St. Helens, USA ; ils interprètent cette phase comme étant stable dans les conditions de la chambre magmatique du Mont St. Helens, mais la cristallisation de la dacite (composition de la roche totale) effleurerait la courbe de cristallisation du clinopyroxène.

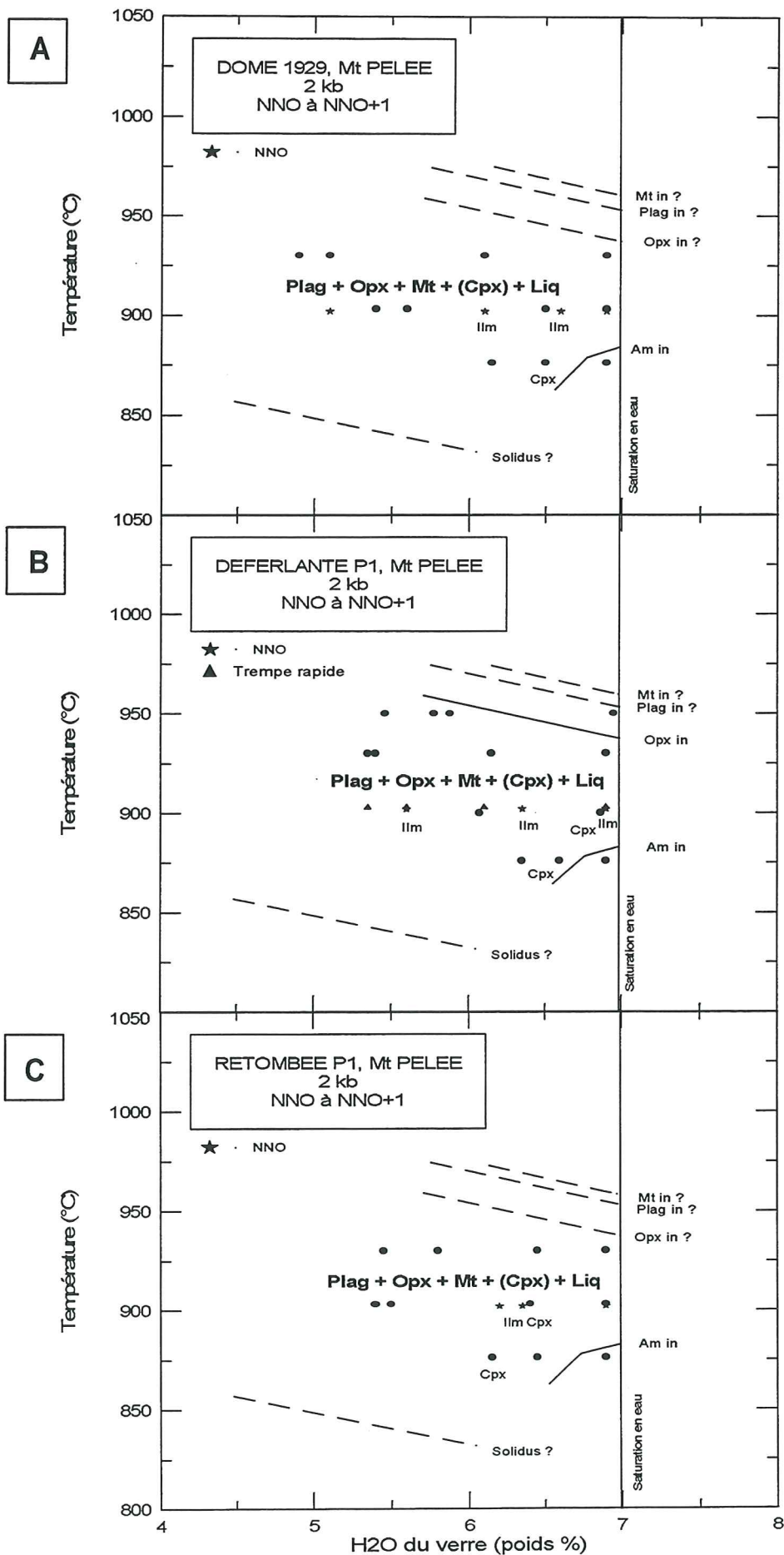
- L'ilménite n'apparaît que dans les charges expérimentales de l'expérience réalisée dans les conditions les plus réductrices (~NNO).

\* La courbe d'apparition de l'orthopyroxène est contrainte par les expériences à 930 et 950°C (figure III-11B). L'amphibole est présente dans les conditions de saturation en eau uniquement, à des températures inférieures à 900°C. Sa courbe d'apparition a été représentée selon une pente opposée à celle des autres phases, en accord avec Rutherford & Devine (1988).

\* En revanche, la courbe du solidus, celle de l'apparition de la magnétite et du plagioclase ne sont pas précisément contraintes par les températures et teneurs en eau des expériences réalisées. Deux raisons nous permettent de supposer la magnétite comme la phase au liquidus, suivie par la cristallisation du plagioclase :

- l'ordre de cristallisation des phases à plus forte  $fO_2$  : la magnétite est la phase liquidus, suivie par la cristallisation du plagioclase (figure III-12, commentée ci-après). Mais nous verrons ci-après que l'ordre d'apparition des phases peut être modifié par des variations des conditions de  $fO_2$  ; rien ne certifie que cet ordre est le même pour des conditions de  $fO_2$  à NNO et NNO+3.

- pour les conditions de saturation en eau, le calcul des proportions volumiques de magnétite et de plagioclase à 2 kb, ~NNO+0.7 en fonction de la température (900°C, 930°C et 950°C) montre que les proportions de plagioclase chutent plus vite avec la température que celles de la magnétite (tableau ci-dessous). On peut alors penser que la magnétite cristallise avant le plagioclase à 2 kb et ~NNO+0.7.



**Figure III-11 :** Diagrammes d'équilibre des phases à ~2.2 kb, NNO à NNO+1  
A) Dôme 1929 ; B) Déferlante P1 ; C) Retombée P1



## CALCUL DES PROPORTIONS VOLUMIQUES DE PHASES A 900, 930 ET 950°C, A 2 KB ET ~NNO+0.7

N° Exp.	Conditions P, fO <sub>2</sub> de l'expérience	Type éruptif	XH <sub>2</sub> Oin	T°C	Proportions volumiques des phases			
					verre	Plag	Opx	Mt
X17	1980 bar, ~NNO+0.7	Déferlante P1	1	900	71	22	5	2
X6	2210 bar, ~NNO+0.7	Retombée P1	1	930	75	14	8	3
X15	2126 bar, ~NNO+0.7	Déferlante P1	1	950	96	3	0	1

En conclusion, il n'apparaît pas de différences majeures entre les diagrammes d'équilibre de phases des produits des 3 types éruptifs étudiés. Le domaine (Température - Teneur en eau) où la paragenèse expérimentale reproduit l'assemblage de phase naturel est trop vaste pour permettre de contraindre une teneur en eau.

2) La figure III-12 montre les 3 diagrammes réalisés à ~2.2 kb dans des conditions relativement oxydantes : de ~NNO+2 à NNO+3. La saturation en eau est fixée à ~6.9 % H<sub>2</sub>O, selon les critères énoncés au § précédent.

\* L'assemblage de phase expérimental plagioclase + orthopyroxène + magnétite coexiste pour une large gamme de températures (~850-975°C) et de teneurs en eau (~4.7 à 6.9 %). L'ilménite n'a pas été observée. Le clinopyroxène n'a été analysé que dans la charge expérimentale saturée en eau à 930°C (figure III-12C), où il remplace l'orthopyroxène. L'amphibole a été observée dans les conditions de saturation en eau, entre 930 et 950°C (figure III-12C). En l'absence d'expérience réalisées à des températures < 930°C (à l'exception d'une expérience à une seule teneur en eau à 850°C, où l'amphibole ne semble pas présente), il est difficile de représenter précisément la courbe de cristallisation de l'amphibole.

\* la magnétite est la phase au liquidus (figure III-12B), suivie du plagioclase puis de l'orthopyroxène. Les courbes de cristallisation du plagioclase et de l'orthopyroxène sont précisément définies et ces deux phases semblent commencer à cristalliser presque simultanément, justifiant les compositions chimiques comparables des inclusions vitreuses des plagioclases et orthopyroxènes naturels.

L'assemblage de phase singulier décrit à 930°C pour les conditions de saturation en eau n'a été observé que dans le diagramme d'équilibre de phases réalisé à partir du verre des produits de la retombée de P1. La raison pour laquelle cet assemblage n'est pas observé dans les deux autres diagrammes, est tout simplement qu'il n'y a pas eu d'expériences réalisées à 930°C, entre NNO+2 et NNO+3, pour les produits du dôme de 1929 et de la déferlante de P1. Autrement dit, cette différence n'est pas caractéristique des produits de la retombée de P1.

3) a- La figure III-13A montre un extrait de diagramme d'équilibre de phase à 4.2 kb et ~NNO+0.6. A 4.2 kb, la saturation est d'environ 11 % H<sub>2</sub>O (Burnham, 1979).

A la saturation et à 925°C, seules la magnétite et l'amphibole coexistent avec le liquide et la vapeur. Entre 10.5 et 11 % H<sub>2</sub>O, l'orthopyroxène et le plagioclase cristallisent, mais l'amphibole se déstabilise. Entre 6.5 et 10.5 % H<sub>2</sub>O, l'assemblage de phases observé est le suivant : plagioclase + orthopyroxène + magnétite. A 925°C, l'ilménite n'est présente que pour les conditions les plus sous-saturées en eau (~7 %).



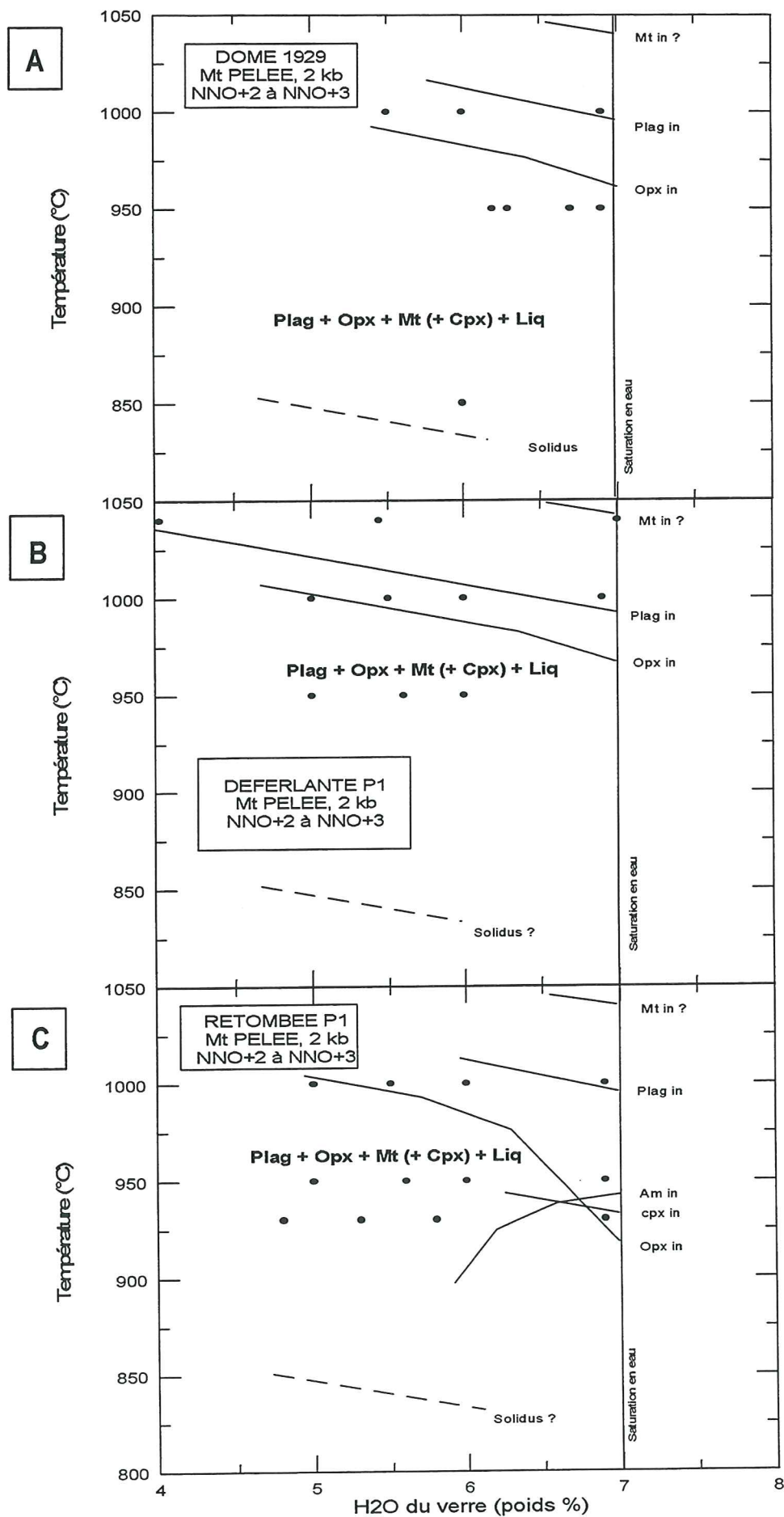
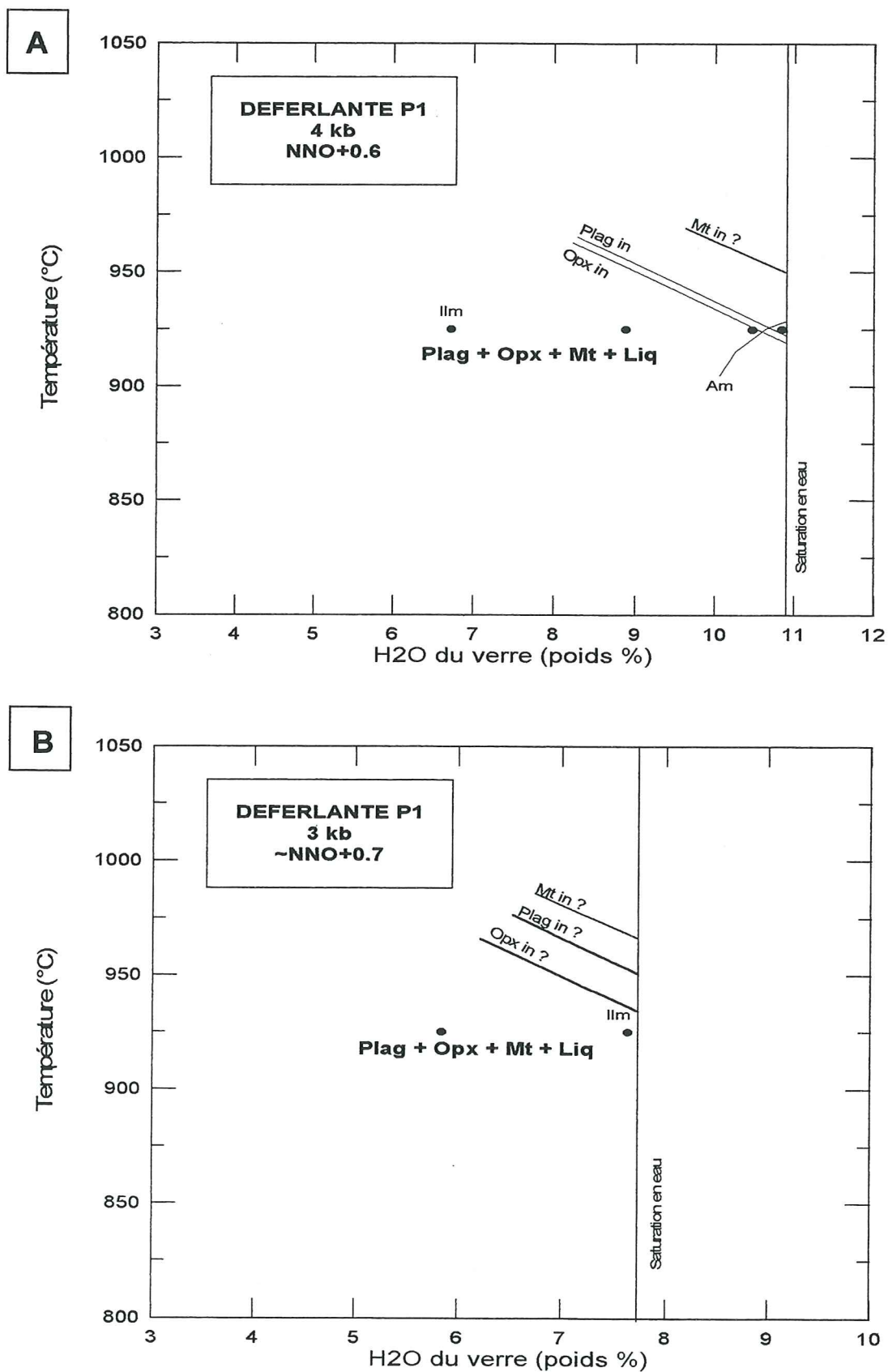


Figure III-12 : Diagrammes d'équilibre des phases à ~2.2 kb, NNO+2 à NNO+3  
 A) Dôme 1929 ; B) Déferlante P1 ; C) Retombée P1



**Figure III-13 :** Diagrammes d'équilibre des phases  
de la déferlante P1 à ~NNO+0.6  
A) réalisé à 4.2 kb ; B) réalisé à 3.1 kb

b- La figure III-13B (extrait de diagramme) montre qu'à 3.1 kb, 925°C, l'assemblage de phases plagioclase + orthopyroxène + magnétite est observé pour les deux teneurs en eau investiguées. L'ilménite est présente dans la charge saturée en eau (~9 % H<sub>2</sub>O).

B- Un diagramme P, T (Pression vs. Température) montre les domaines de stabilité des phases, indépendamment des types éruptifs représentés par les verres de départ. 1) nous avons réalisé des diagrammes P, T à deux  $fO_2$  différentes ; 2) nous avons comparé les résultats avec l'étude de Rutherford & Devine (1988).

1) La figure III-14 montre le domaine de stabilité des différentes phases en fonction de la pression et de la température, pour des conditions redox constantes et pour la saturation en eau. Le diagramme de la figure III-14A est réalisé à ~NNO+0.7. Les phases sont stables à gauche des courbes. L'amphibole est observée à 2 kb pour des températures inférieures à ~880°C, et à 4 kb pour des températures inférieures à ~930°C.

Le diagramme de la figure III-14B est réalisé à ~NNO+2.5. La comparaison avec la figure III-14A révèle qu'une augmentation de la  $fO_2$  de ~NNO+0.7 à ~NNO+2.5 modifie les courbes de stabilité des phases :

- l'augmentation de la  $fO_2$  induit un sensible déplacement des domaines de stabilité du plagioclase et de la magnétite vers les plus hautes températures.
- le domaine de stabilité de l'orthopyroxène est au moins diminué de 80°C avec l'augmentation des conditions redox de ~NNO+0.7 à ~NNO+2.5. Le domaine de stabilité du clinopyroxène n'est pas assez précisément déterminé à ~NNO+0.7 pour permettre une comparaison avec les conditions plus oxydantes.
- le domaine de stabilité de l'amphibole est décalé vers les plus hautes températures (d'environ 50°C) quand les conditions redox varient de ~NNO+0.7 à ~NNO+2.5.

2) Rutherford et al (1985) et Rutherford & Devine (1988) ont réalisé des équilibres de phases à partir des produits dacitiques de l'éruption du 18 mai 1980 du Mont St. Helens. Ils observent, pour des conditions expérimentales de saturation en eau, l'ordre suivant de cristallisation des phases :

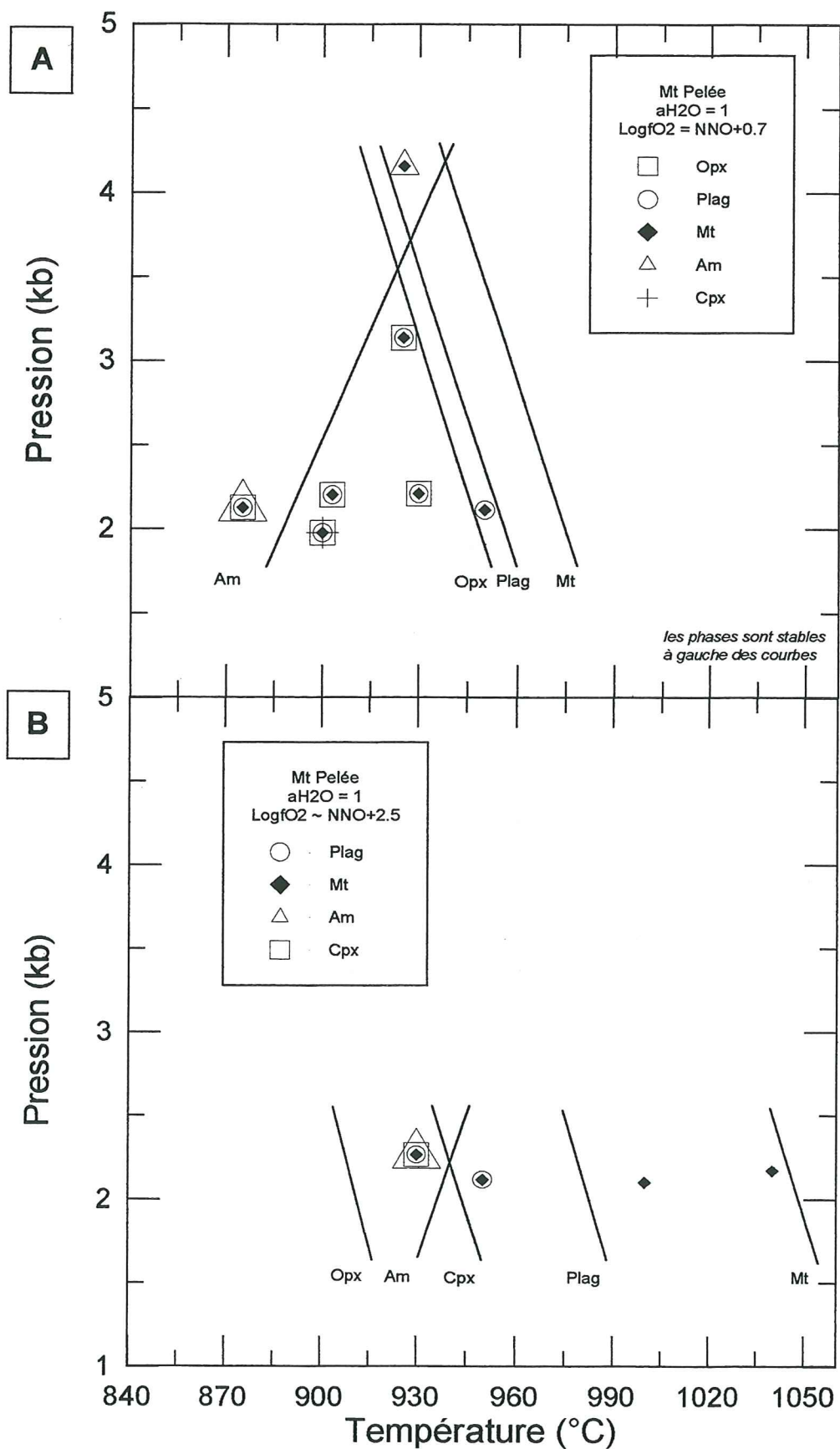
- pour les expériences réalisées entre les tampons NNO et QFM, l'ordre de cristallisation des phases à ~2 kb est : plagioclase, orthopyroxène, amphibole, oxydes ferrotitanés.
- pour les expériences réalisées autour du tampon MnO-Mn<sub>3</sub>O<sub>4</sub>, à ~2 kb, les oxydes ferrotitanés et l'amphibole sont les phases au liquidus.

Rutherford & Devine (1988) proposent que des variations de condition de  $fO_2$  entre les tampons QFM et MnO-Mn<sub>3</sub>O<sub>4</sub>, affectent sérieusement la courbe de cristallisation des oxydes ferrotitanés, mais pas de manière significative celles des autres phases (plagioclases, pyroxènes et amphiboles). Notre étude des équilibres de phases à partir des produits de la Montagne Pelée confirme le déplacement des domaines de stabilité de la magnétite vers de plus hautes températures à plus fortes  $fO_2$ . Néanmoins, nos données suggèrent que la cristallisation de l'amphibole et de l'orthopyroxène est également étroitement dépendante des conditions redox : le domaine de stabilité de l'amphibole est déplacé vers les plus hautes températures, et celui de l'orthopyroxène vers les basses températures, à plus forte  $fO_2$ .

### III-3) b- Paramètres pré-éruptifs déduits des compositions des phases

Les compositions chimiques des phases expérimentales varient en fonction de la température, la fugacité d'oxygène, la pression et la teneur en eau. La comparaison des compositions des phases expérimentales avec celles des bordures de phénocristaux naturels, et la comparaison des compositions des verres expérimentaux avec celles des verres naturels (inclusions vitreuses et verres interstitiels) permettent de contraindre précisément les paramètres





**Figure III-14 :** Courbes de cristallisation des phases en fonction de la pression et de la température pour des conditions de saturation en eau. A) à ~NNO+0.7 ; B) à ~NNO+2.5

physiques pré-éruptifs de la chambre magmatique pour chacun des trois types éruptifs (dôme de 1929, déferlante de P1 et retombée de P1).

Les moyennes des compositions des phases pour chaque teneur en eau des différentes expériences réalisées sont reportées en annexe B. Seules les compositions des phases dans les expériences ayant donné le même assemblage de phases principales (plagioclase, orthopyroxène, magnétite, verre) peuvent être comparées. Ceci signifie que peu de données sont utilisables aux températures supérieures à 950°C et aux conditions de  $fO_2$  supérieures à  $NNO+2$  (voir assemblages de phases et conditions d'expériences en annexe B). Nous étudierons en détail les compositions en fonction des paramètres (P, T,  $fO_2$ , teneur en eau) des phases expérimentales suivantes : 1) plagioclases ; 2) pyroxènes ; 3) magnétites ; 4) verres ; 5) amphiboles.

Les compositions des phases expérimentales cristallisées à partir d'un verre du dôme de 1929, de la déferlante de P1 et de la retombée de P1 sont distinctement reportées sur un même diagramme, pour en faciliter la comparaison.

Les teneurs en eau des diagrammes de composition ci-dessous sont à considérer avec une précision de  $\pm 0.2$  à  $\pm 0.75$  % ; ces barres d'erreur sont principalement imputables et proportionnelles à l'importance des problèmes de perturbation des verres (teneurs en eau et, dans une moindre mesure, compositions chimiques), suite à la cristallisation des amphiboles de trempe (voir § III-2c).

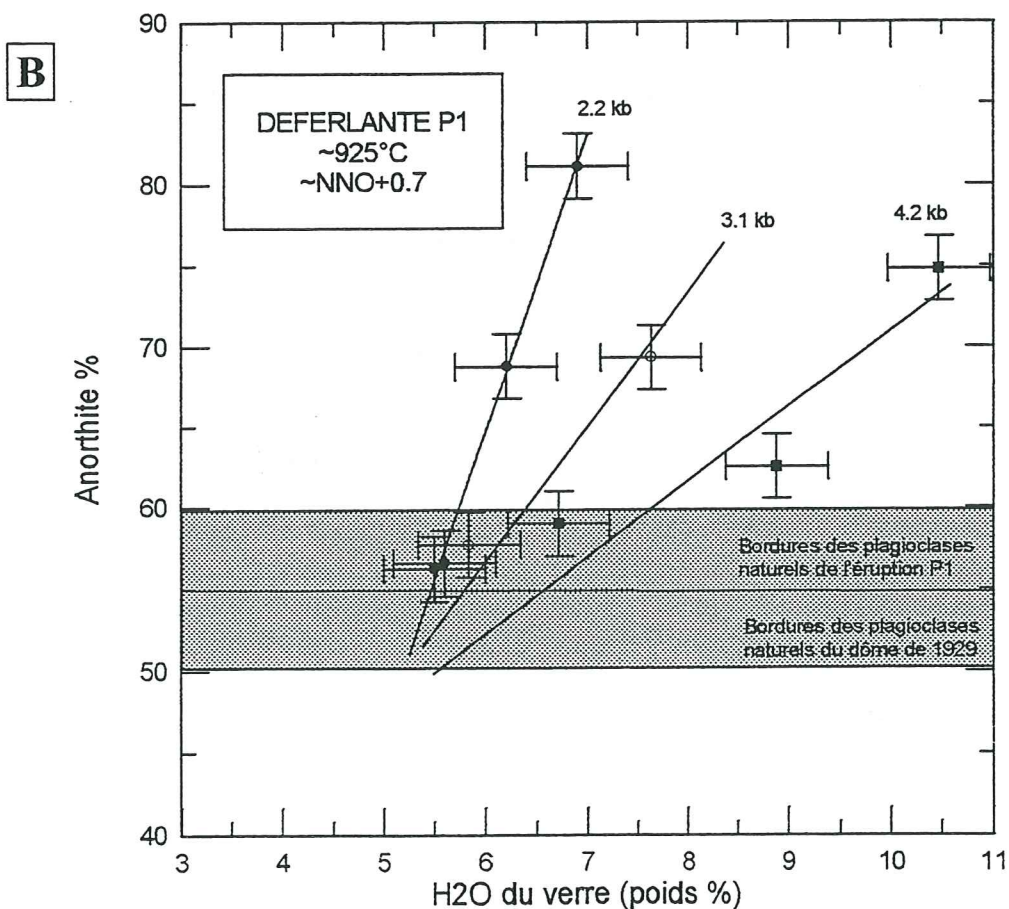
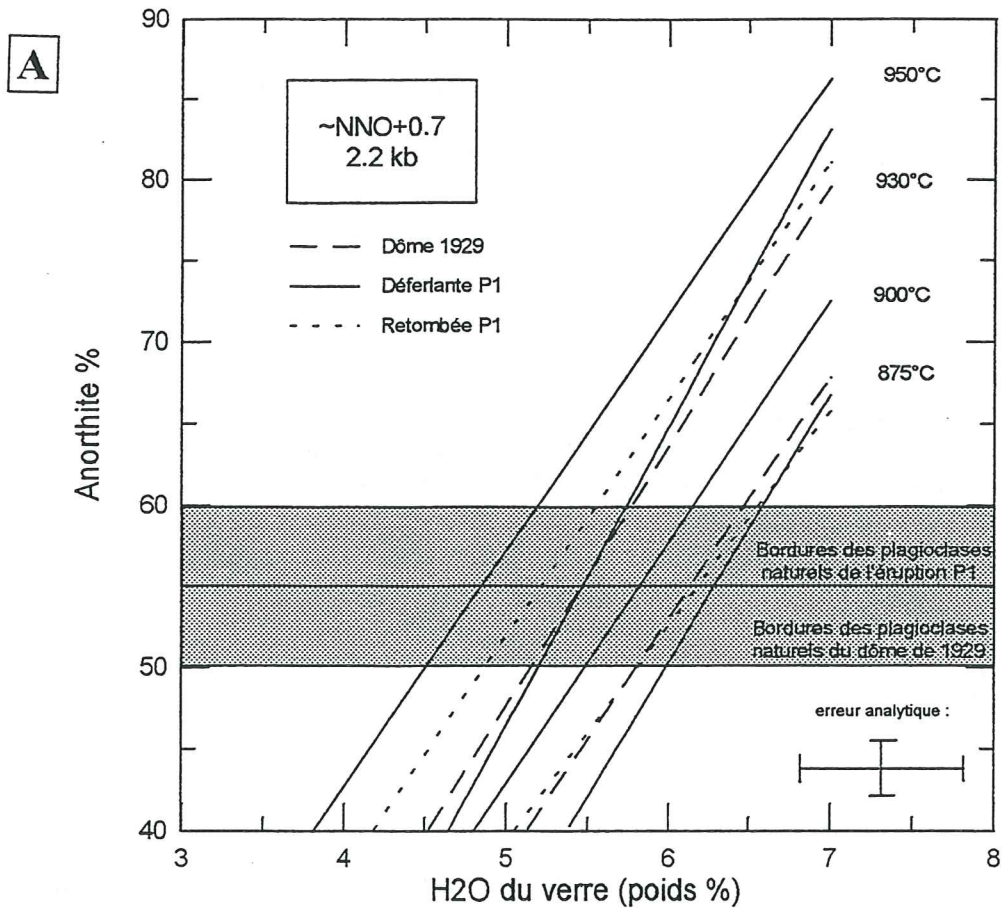
### 1) plagioclases

Les diagrammes de compositions suivants sont à considérer avec une précision sur la teneur en Anorthite du plagioclase de  $\pm 2$  %. La figure III-15 montre les compositions des plagioclases expérimentaux, en fonction des différents paramètres.

\* Les compositions des plagioclases expérimentaux, en fonction de la température et de la teneur en eau, à  $\sim 2.2$  kb,  $\sim NNO+0.7$ , sont présentées sur la figure III-15A. Cette figure indique que pour des conditions expérimentales données :

- les plagioclases expérimentaux du dôme de 1929, de la déferlante et de la retombée de P1 ne présentent pas de compositions significativement différentes.
- la composition des plagioclases est relativement sensible à la température : une variation de 25°C fait varier la composition du plagioclase de 4-7 % d'anorthite, et à la teneur en eau (dépendance également observée par Rutherford & Devine, 1988, à propos des équilibres de phases du Mont St. Helens).
- les bordures des phénocristaux de plagioclases naturels (les coeurs anorthitiques de certains plagioclases ne représentant pas les compositions pré-éruptives) ont des compositions d'environ  $An_{50-55}$  pour le dôme de 1929, et  $An_{55-60}$  pour les éruptions de P1 (voir profils analytiques du chapitre II-3c). Dans les mêmes conditions expérimentales, les plagioclases expérimentaux du dôme de 1929 et de l'éruption P1 ne présentent pas de différences significatives de compositions (tableau incorporé dans le § III-2b), suggérant que les différences de compositions des bordures des plagioclases naturels se sont pas assez significatives pour être expérimentalement distinguables. Ne sachant pas lesquels ont subi des modifications, nous comparerons les plagioclases expérimentaux à ces 2 compositions naturelles. A  $\sim 2.2$  kb et  $\sim NNO+0.7$ , les plagioclases expérimentaux dont les compositions sont comparables à celles des bordures des plagioclases naturels a) du dôme de 1929, ont cristallisé entre 875 et 950°C, à partir d'un liquide contenant entre 4.5 et 6.3 % d'eau ; b) de l'éruption P1 (retombée ou déferlante), ont cristallisé entre 875 et 950°C, à partir d'un liquide contenant entre 4.8 et 6.6 % d'eau.





**Figure III-15** : Diagramme de comparaison des compositions des plagioclases expérimentaux avec celles des bordures des phénocristaux de plagioclases naturels. A) à NNO+0.7, 2.2 kb ; B) à NNO+0.7, 925°C



\* Les compositions des plagioclases expérimentaux de la déferlante de P1, en fonction de la pression et de la teneur en eau, à  $\sim 2.2$  kb,  $\sim \text{NNO}+0.7$ , sont présentées sur la figure III-15B. Cette figure suggère que :

- la composition des plagioclases est relativement sensible aux variations de pression.
- les changements de composition des plagioclases, en fonction de la teneur en eau, sont plus importants à 2.2 kb qu'à 4.2 kb (traduit par une pente de courbe à 2.2 kb plus forte qu'à 4.2 kb).
- à  $\sim 925^\circ\text{C}$  et  $\sim \text{NNO}+0.7$ , les plagioclases expérimentaux dont les compositions sont comparables à celles des bordures des plagioclases naturels a) du dôme de 1929, ont cristallisé entre 2.2 et 4.2 kb, à partir d'un liquide contenant entre 5.2 et 6.5 % d'eau ; b) de l'éruption P1 (retombée ou déferlante), ont cristallisé entre 2.2 et 4.2 kb, à partir d'un liquide contenant entre 5.5 et 7.6 % d'eau.

\* Les diagrammes de composition des plagioclases expérimentaux en fonction de la teneur en eau et de la  $f\text{O}_2$  (non présentés) suggèrent que la composition du plagioclase est extrêmement peu sensible aux variations de  $f\text{O}_2$ .

## 2) orthopyroxènes

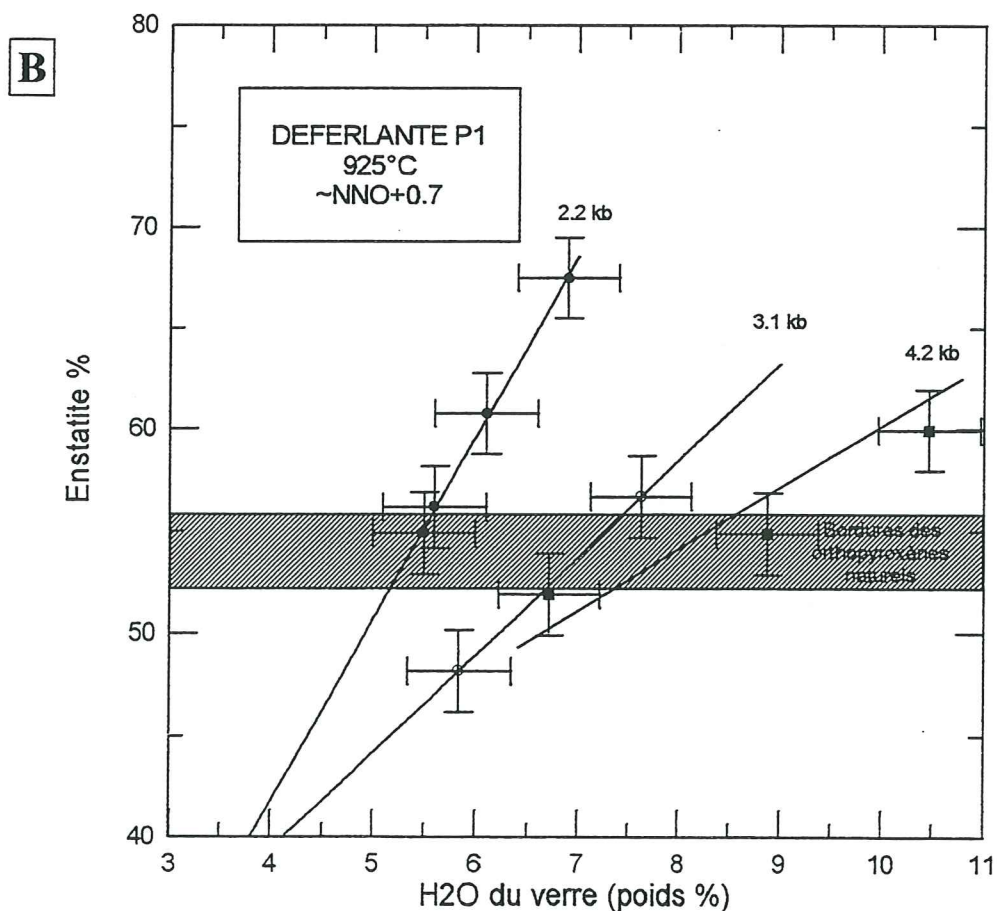
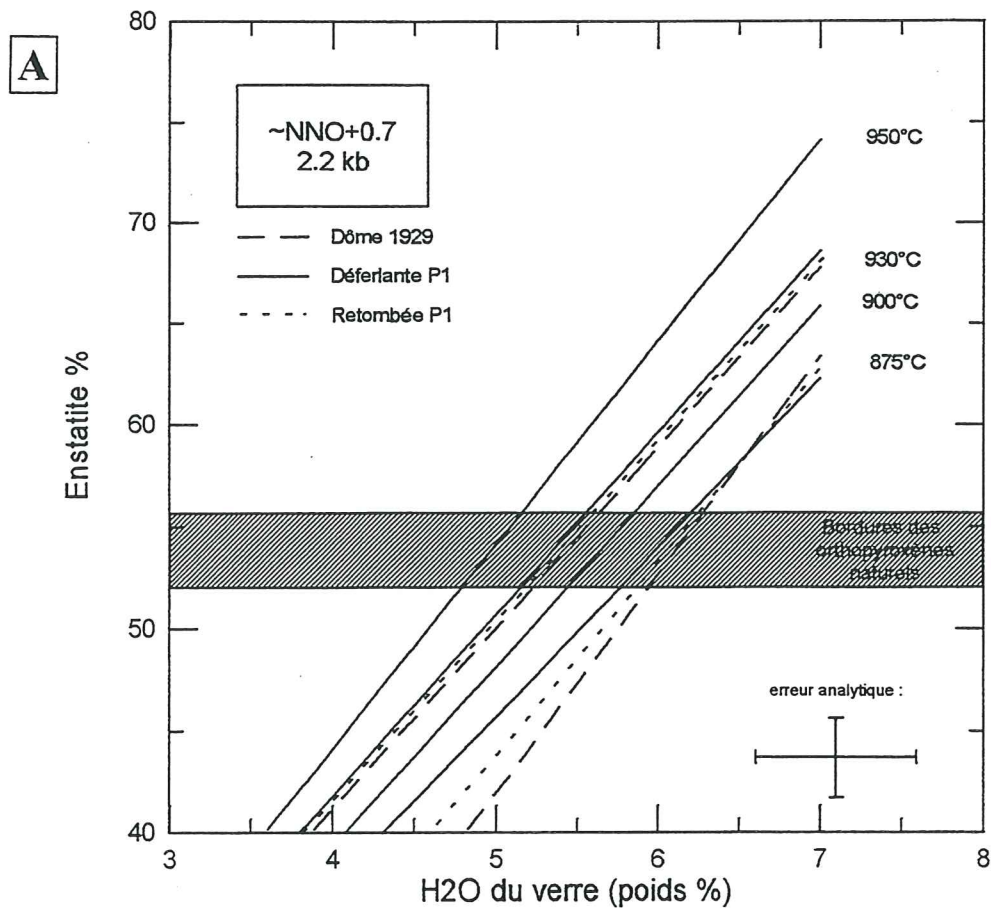
Les diagrammes de compositions suivants sont à considérer avec une précision sur la teneur en Enstatite du pyroxène de  $\pm 2$  %. La figure III-16 montre les compositions des orthopyroxènes expérimentaux, en fonction des différents paramètres.

\* Les compositions des orthopyroxènes expérimentaux, en fonction de la température et de la teneur en eau, à  $\sim 2.2$  kb,  $\sim \text{NNO}+0.7$  sont présentées sur la figure III-16A. Cette figure indique que :

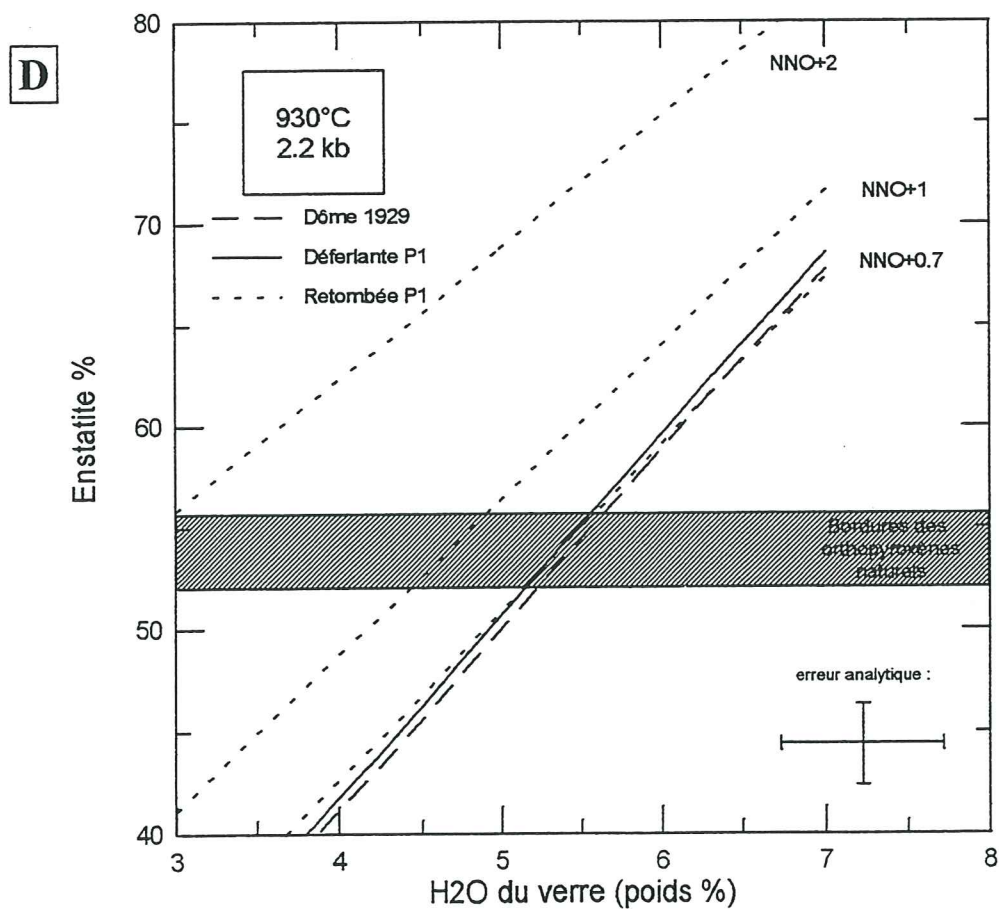
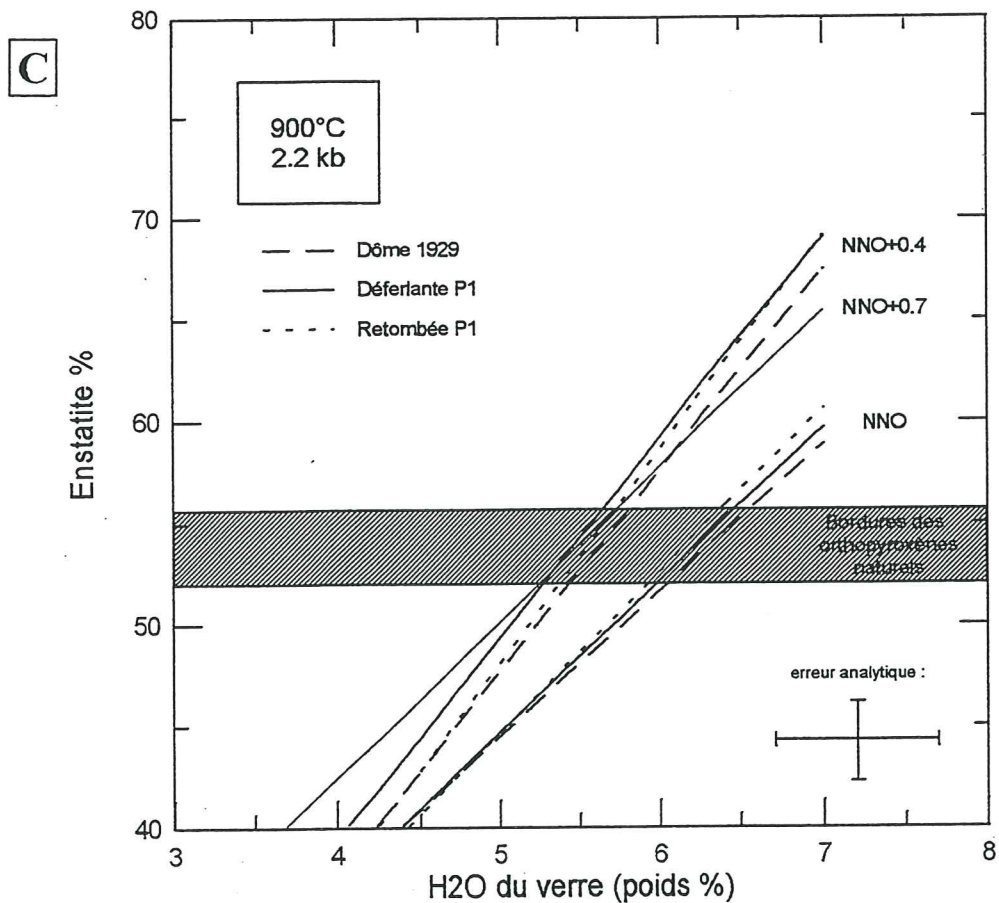
- les orthopyroxènes expérimentaux du dôme de 1929, de la déferlante et de la retombée de P1 ne présentent pas de compositions significativement différentes.
- la composition des orthopyroxènes est moins sensible à la température que celle des plagioclases, mais n'est pas insignifiante : une variation de  $25^\circ\text{C}$  fait varier la composition de l'orthopyroxène de 3-4.5 % d'enstatite.
- les phénocristaux d'orthopyroxènes naturels ont des compositions d'environ  $\text{En}_{52-56}$ , sauf ceux du dôme de 1929, de composition  $\text{En}_{65}$  qui ont subi une oxydation qui a pu appauvrir en fer le coeur du minéral. De ce fait, nous ne considérerons pas les compositions d'orthopyroxène du dôme de 1929 comme représentatives des conditions pré-éruptives. A  $\sim 2.2$  kb et  $\sim \text{NNO}+0.7$ , les orthopyroxènes expérimentaux dont les compositions sont comparables à celles des phénocristaux d'orthopyroxènes naturels (exceptés ceux du dôme) ont cristallisé entre  $875$  et  $950^\circ\text{C}$ , à partir d'un liquide contenant entre 4.8 et 6.3 % d'eau.

\* Les compositions des orthopyroxènes expérimentaux de la déferlante de P1, en fonction de la pression et de la teneur en eau, à  $\sim 2.2$  kb,  $\sim \text{NNO}+0.7$  sont présentées sur la figure III-16B. Cette figure suggère que :

- comme le constataient Rutherford & Devine (1988) pour les produits expérimentaux du Mont St. Helens, la composition des orthopyroxènes est moins sensible aux variations de pression que celle des plagioclases, mais n'est cependant pas négligeable.
- les changements de composition des orthopyroxènes, en fonction de la teneur en eau, sont plus importantes à 2.2 kb qu'à 4.2 kb (traduit par une pente de courbe à 2.2 kb plus forte qu'à 4.2 kb).



**Figure III-16A/B** : Diagramme de comparaison des compositions des orthopyroxènes expérimentaux avec celles des phénocristaux d'orthopyroxènes naturels. A) à NNO+0.7, 2.2 kb ; B) à NNO+0.7, 925°C



**Figure III-16C/D** : Diagramme de comparaison des compositions des orthopyroxènes expérimentaux avec celles des phénocristaux d'orthopyroxènes naturels. C) à 900°C, 2.2 kb ; D) à 930°C, 2.2 kb



- à  $\sim 925^{\circ}\text{C}$  et  $\sim \text{NNO}+0.7$ , les orthopyroxènes expérimentaux dont les compositions sont comparables à celles des bordures des orthopyroxènes naturels ont cristallisé entre 2.2 et 4.2 kb, à partir d'un liquide contenant entre 5.1 et 8.6 % d'eau.

\* Les compositions des orthopyroxènes expérimentaux, en fonction de la  $f\text{O}_2$  et de la teneur en eau, à  $\sim 2.2$  kb, 900 ou  $930^{\circ}\text{C}$ , sont présentées sur la figure III-16C/D. Cette figure suggère que :

- les orthopyroxènes expérimentaux du dôme de 1929, de la déferlante et de la retombée de P1 ont des compositions comparables.

- la composition des orthopyroxènes est très sensible à la  $f\text{O}_2$  : une variation de 0.3 unités log de  $f\text{O}_2$  fait varier la composition de l'orthopyroxène de 5.5-7 % d'enstatite (figure III-16D).

- A  $\sim 2.2$  kb et  $\sim 900^{\circ}\text{C}$  (figure III-16C), les orthopyroxènes expérimentaux dont les compositions sont comparables à celles des phénocristaux d'orthopyroxènes naturels ont cristallisé entre NNO et  $\text{NNO}+0.7$ , à partir d'un liquide contenant entre 5.3 et 6.5 % d'eau. A  $\sim 2.2$  kb et  $\sim 930^{\circ}\text{C}$  (figure III-16C), les orthopyroxènes expérimentaux dont les compositions sont comparables à celles des phénocristaux d'orthopyroxènes naturels ont cristallisé entre  $\text{NNO}+0.7$  et  $\text{NNO}+1$ , à partir d'un liquide contenant entre 4.4 et 5.6 % d'eau.

### 3) magnétites

Les diagrammes de compositions suivants sont à considérer avec une précision sur la teneur en Magnétite de  $\pm 2$  %. La figure III-17 montre les compositions des magnétites expérimentales, en fonction des différents paramètres.

\* Les compositions des magnétites expérimentales de la déferlante de P1, en fonction de la température et de la teneur en eau, à  $\sim 2.2$  kb,  $\sim \text{NNO}+0.7$  sont présentées sur la figure III-17A. Cette figure suggère que :

- les compositions des magnétites sont très peu sensibles aux variations de température.

- les magnétites expérimentales aux compositions comparables à celles des phénocristaux de magnétites naturelles ont cristallisé entre  $875$  et  $950^{\circ}\text{C}$ , à partir d'un liquide contenant de 5.2 à 6 % d'eau.

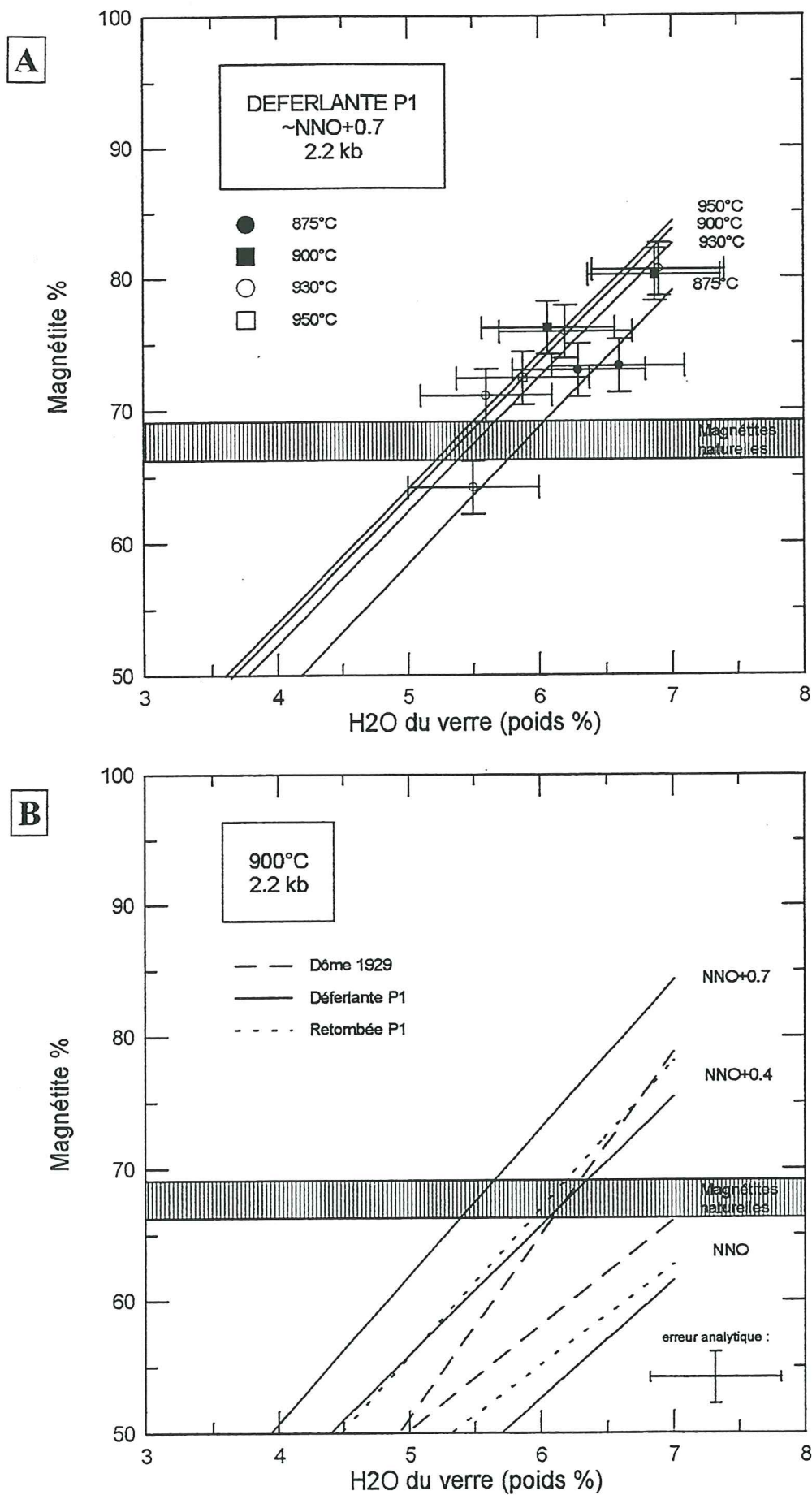
\* Les compositions des magnétites expérimentales, en fonction de la  $f\text{O}_2$  et de la teneur en eau, à  $\sim 2.2$  kb, 900 ou  $930^{\circ}\text{C}$ , sont présentées sur la figure III-17B/C. Cette figure suggère que :

- les magnétites expérimentales du dôme de 1929, de la déferlante et de la retombée de P1 ont des compositions comparables.

- la composition des magnétites est très sensible à la  $f\text{O}_2$  : une variation de 0.3 unités log de  $f\text{O}_2$  fait varier la composition des magnétites de 6.5-7.5 % de Magnétite (figure III-18B).

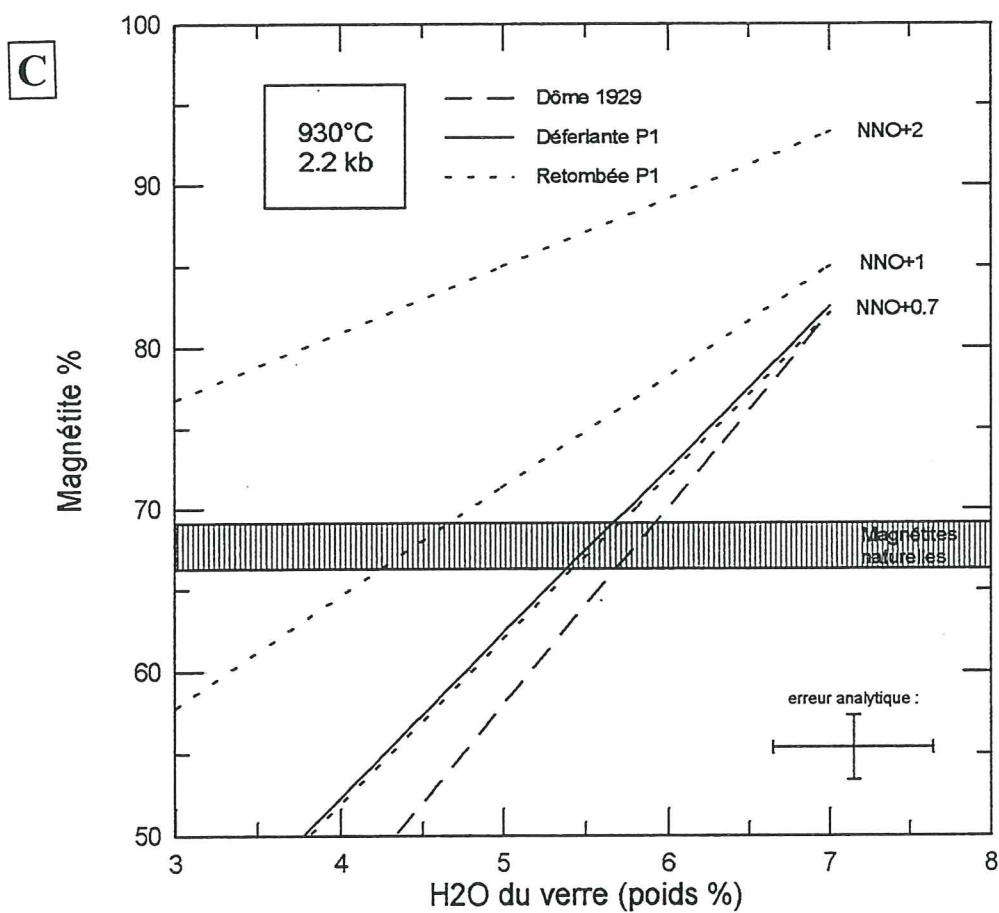
- A  $\sim 2.2$  kb et  $\sim 900^{\circ}\text{C}$  (figure III-17B), les magnétites expérimentales aux compositions comparables à celles des phénocristaux de magnétites naturelles ont cristallisé entre  $\text{NNO}+0.4$  et  $\text{NNO}+0.7$ , à partir d'un liquide contenant de 5.4 à 6.4 % d'eau. A  $\sim 2.2$  kb et  $\sim 930^{\circ}\text{C}$  (figure III-17C), les magnétites expérimentales aux compositions comparables à celles des phénocristaux de magnétites naturelles ont cristallisé entre  $\text{NNO}+0.7$  et  $\text{NNO}+1$ , à partir d'un liquide contenant entre 4.3 et 5.9 % d'eau.

\* l'effet de la pression sur les compositions des magnétites n'a pas pu être précisément observé, dans la mesure où les magnétites des expériences à 4 kb sont trop petites pour être analysées.



**Figure III-17A/B** : Diagramme de comparaison des compositions des magnétites expérimentales avec celles des phénocristaux de magnétites naturelles.

A) à NNO+0.7, 2.2 kb ; B) à 900°C, 2.2 kb



**Figure III-17C** : Diagramme de comparaison des compositions des magnétites expérimentales avec celles des phénocristaux de magnétites naturelles.  
C) à 930°C, 2.2 kb



#### 4) verres interstitiels

\* Le premier point délicat de la comparaison des verres expérimentaux avec les verres naturels est de déterminer quels sont les verres naturels les plus susceptibles d'être représentatifs des compositions des liquides magmatiques pré-éruptifs : les inclusions vitreuses, les verres interstitiels, et de quel type éruptif ?

De manière simplifiée et théorique, les verres expérimentaux peuvent être considérés comme les équivalents des inclusions vitreuses naturelles piégées aux derniers instants avant l'éruption et du verre interstitiel des mésostases holovitreuses. En réalité, les compositions de ces verres peuvent avoir été modifiées par la cristallisation de microcristaux, par des processus d'oxydation ou par des réactions chimiques avec les minéraux avoisinants. Nous avons vu au chapitre précédent que les verres des ponces de la retombée et de la déferlante de P1 étaient les plus représentatifs des compositions des liquides pré-éruptifs, en équilibre avec les bordures des phénocristaux. Les compositions moyennes des inclusions vitreuses et des verres interstitiels de ces ponces, recalculées à 100 %, sont sensiblement comparables, mais les écart-types sont parfois différents ; nous avons par conséquent représenté les gammes de compositions des verres interstitiels et des inclusions vitreuses sur les diagrammes.

\* Le second point délicat de l'étude de la comparaison des verres expérimentaux et naturels, est que certaines compositions et teneurs en eau des verres expérimentaux sont affectées par la cristallisation des amphiboles de trempe. De ce fait, les diagrammes de pourcentage d'oxyde ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Fe/Mg}$ ) recalculés à 100 % vs. la teneur en eau du liquide ne permettent pas toujours d'obtenir des informations sensées. Un seul diagramme sera présenté (figure III-18), montrant la composition anhydre en poids % de  $\text{SiO}_2$  des verres expérimentaux, en fonction de la température et de la teneur en eau, à  $\sim 2.2$  kb et  $\sim \text{NNO}+0.7$ . Cette figure suggère que :

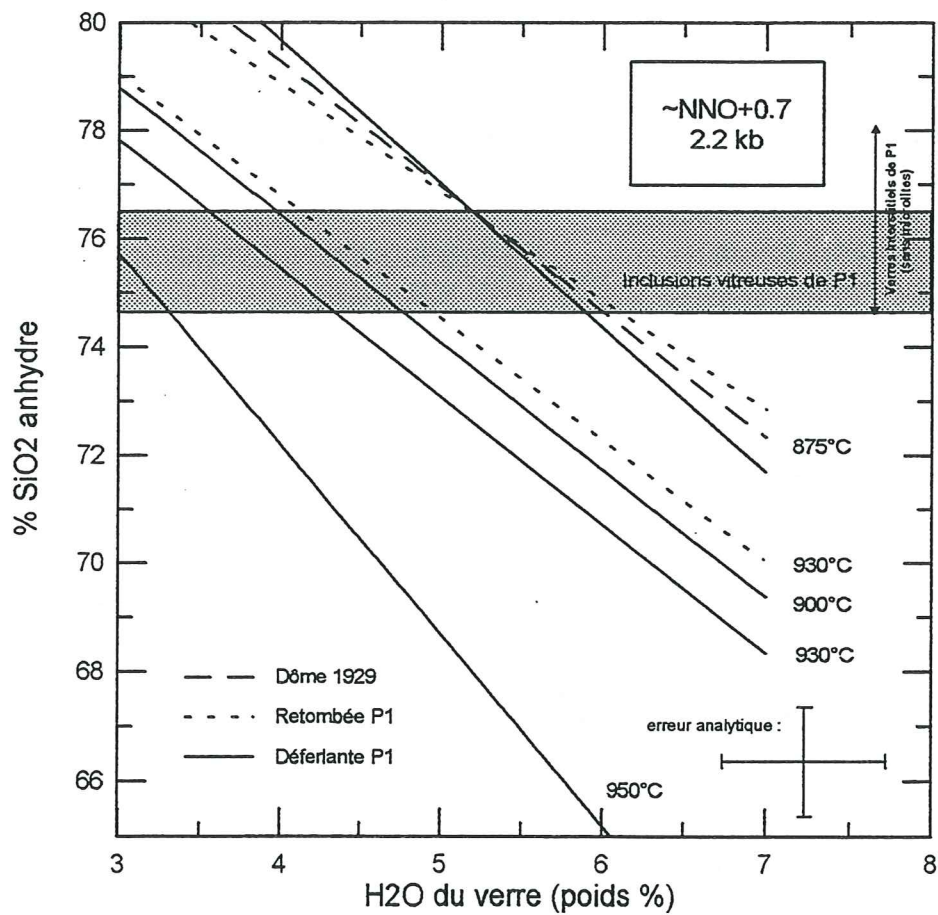
- la composition des verres est très sensible à la température.
- A  $\sim 2.2$  kb et  $\sim \text{NNO}+0.7$ , les verres expérimentaux ont des compositions comparables à celles des inclusions vitreuses des ponces de la retombée et de la déferlante de P1, pour des températures entre 875 et 930°C environ, et des teneurs en eau du liquide entre 3 et 6 %.

Les solutions de paramètres déduits des diagrammes de comparaison des plagioclases, orthopyroxènes, magnétites et verres expérimentaux avec les phases naturelles correspondantes sont résumées par le tableau III-2.

#### 5) amphiboles

Les amphiboles expérimentales ont été observées pour les conditions de saturation en eau à : a) 2 kb, 875°C,  $\sim \text{NNO}+0.8$  ; b) 2 kb, 930°C,  $\text{NNO}+2$  et c) 4 kb, 925°C,  $\text{NNO}+0.6$ . Les compositions chimiques des ces amphiboles expérimentales ont été reportées, comparativement aux compositions des amphiboles naturelles sur la figure III-19 :

- les amphiboles des expériences à 2 kb, 875°C et  $\sim \text{NNO}+0.8$  reproduisent partiellement les compositions des amphiboles naturelles des dacites.
- Les amphiboles expérimentales cristallisées à 4 kb, 925°C et  $\sim \text{NNO}+0.6$  sont en partie comparables à celles des andésites basiques (figure III-19A), mais n'ont pas le même rapport  $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$  (figure III-19B).
- Les amphiboles expérimentales cristallisées à 2 kb, 930°C,  $\sim \text{NNO}+2$  représentent des compositions intermédiaires entre les amphiboles naturelles des dacites et des andésites basiques.

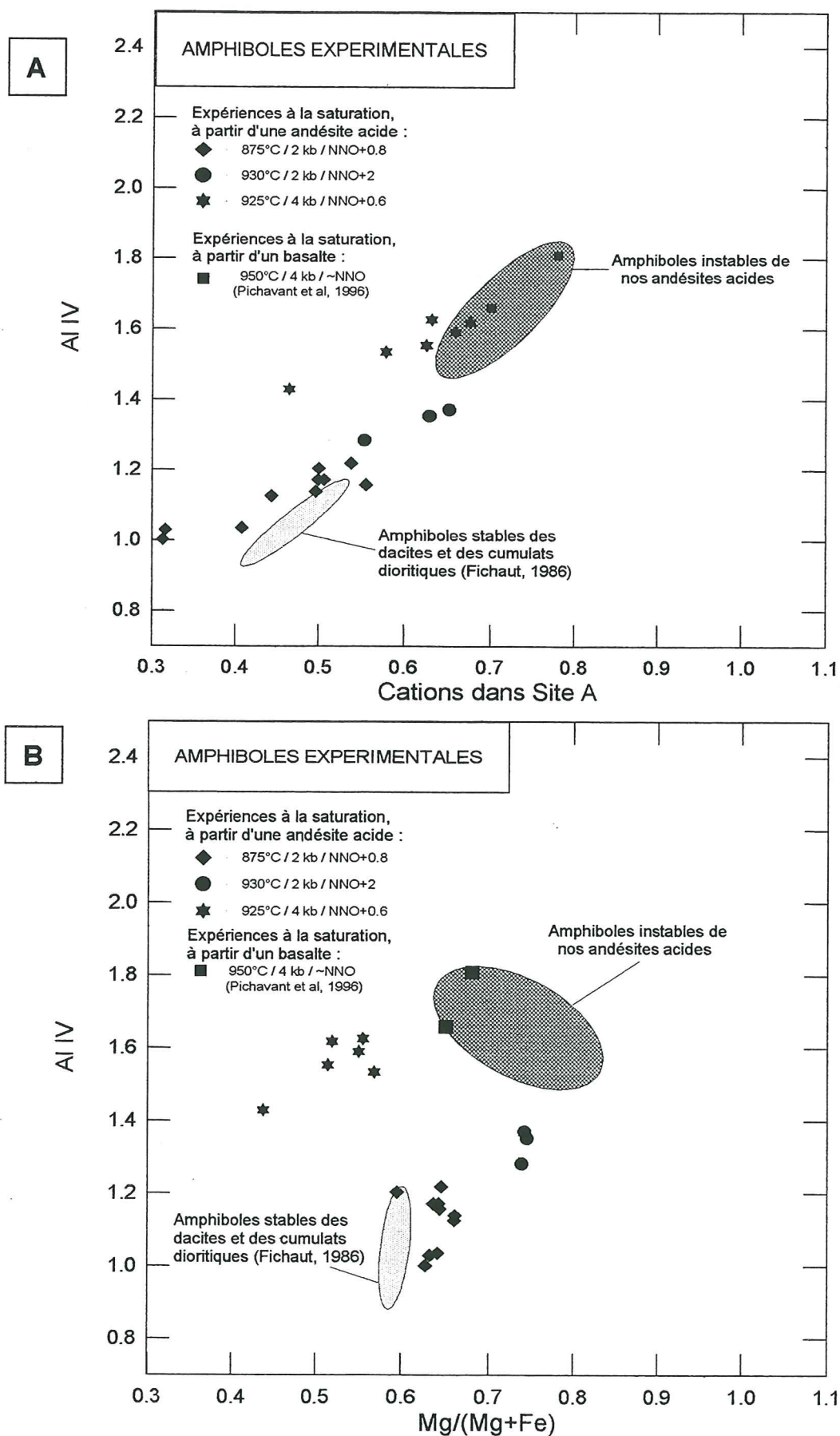


**Figure III-18** : Diagramme de comparaison des compositions des verres expérimentaux avec celles des verres naturels, à  $\sim\text{NNO}+0.7$ , 2.2 kb

**Tableau III-2 : Résumé des conditions pré-éruptives déduites de la comparaison des compositions chimiques des phases expérimentales et naturelles**

PHASE CONSIDEREE	CONDITIONS (P, T, fO <sub>2</sub> )	SOLUTIONS DE PARAMETRES	VARIATIONS DE COMPOSITION EN FONCTION DES PARAMETRES
<b>Plagioclase</b> (figure III-15A)	2.2 kb ~ NNO+0.7	950 à 875 °C Dôme 1929 : 4.5 à 6.3 % H <sub>2</sub> O Eruption P1 : 4.8 à 6.6 % H <sub>2</sub> O	25°C = 4-7 % anorthite 1 % H <sub>2</sub> O = ~15 % anorthite
<b>Orthopyroxène</b> (figure III-16A)	2.2 kb ~ NNO+0.7	950 à 875 °C 4.8 à 6.3 % H <sub>2</sub> O	25°C = 3-4.5 % enstatite 1 % H <sub>2</sub> O = ~10 % enstatite
<b>Magnétite</b> (figure III-17A)	2.2 kb ~NNO+0.7	950 à 875°C 5.2 à 6 % H <sub>2</sub> O	1 % H <sub>2</sub> O = ~10 % magnétite
<b>Verre interstitiel</b> (figure III-18)	2.2 kb ~ NNO+0.7	930 à 875 °C 4.1 à 5.7 % H <sub>2</sub> O	1 % H <sub>2</sub> O = ~3 % SiO <sub>2</sub> anhydre
<b>Orthopyroxène</b> (figure III-16C)	2.2 kb 900°C	NNO à NNO+0.7 5.3 à 6.5 % H <sub>2</sub> O	1 % H <sub>2</sub> O = ~10 % enstatite
<b>Magnétite</b> (figure III-17B)	2.2 kb 900°C	NNO+0.4 à NNO+0.7 5.4 à 6.4 % H <sub>2</sub> O	0.3 u.log ~ 6.5-7.5 % Mt 1 % H <sub>2</sub> O = ~10 % magnétite
<b>Orthopyroxène</b> (figure III-16D)	2.2 kb 930°C	NNO+0.7 à NNO+1 4.4 à 5.6 % H <sub>2</sub> O	0.3 u.log ~ 5.5-7 % enstatite
<b>Magnétite</b> (figure III-17C)	2.2 kb 930°C	NNO+0.7 à NNO+1 4.3 à 5.9 % H <sub>2</sub> O	0.3 u.log ~ 6.5 à 11.5 % Mt
<b>Plagioclase</b> (figure III-15B)	~ 925°C ~ NNO+0.7	2.2 à 4.2 kb Dôme 1929 : 5.2 à 6.6 % H <sub>2</sub> O Eruption P1 : 5.5 à 7.6 % H <sub>2</sub> O	
<b>Orthopyroxène</b> (figure III-16B)	~ 925°C ~ NNO+0.7	2.2 à 4.2 kb 5.1 à 8.6 % H <sub>2</sub> O	





**Figure III-19 :** Diagrammes de comparaison des compositions des amphiboles expérimentales avec celles des amphiboles naturelles  
 A) teneur en Al IV vs. cations dans le site A ;  
 B) teneur en Al IV vs. rapport Mg/(Mg+Fe)

Nous avons remarqué au chapitre II-3d qu'il existe une lacune de composition d'amphiboles naturelles entre celles des andésites basiques et des dacites. Les seules amphiboles des expériences qui combleraient cette lacune ont cristallisé 2 kb, mais à des  $fO_2$  élevées ( $\sim NNO+2$ ). De telles  $fO_2$  ne correspondent pas aux conditions de sommet de chambre magmatique de la Montagne Pelée (données des couples d'oxydes ferrotitanés). La cristallisation d'amphiboles entre celles des andésites basiques et des dacites ne serait obtenue ni par une augmentation de la pression (voir expérience à 4 kb), ni par une augmentation de la température (l'amphibole n'est plus stable au-delà de  $880^\circ C$ ), ni par des conditions de sous-saturation en eau (diminuant le domaine de stabilité de l'amphibole).

Il n'apparaît pas possible de cristalliser, à partir de magmas andésitiques acides, des amphiboles de composition intermédiaire entre celle des andésites basiques et des dacites, dans des conditions réalistes pour les magmas de sommet de chambre de la Montagne Pelée. Dans les conditions qui sont celles d'évolution des magmas andésitiques de la Montagne Pelée, nos expériences montrent que les seules compositions d'amphiboles naturelles approchées sont celles des dacites.

### III-3) c- Conclusions

\* La solution de paramètres pré-éruptifs (P, T,  $fO_2$  et teneur en eau) retenus doit être simultanément vérifiée dans les diagrammes des 4 phases étudiées (plagioclases, orthopyroxènes, magnétites et verres). Cette solution doit également tenir compte de la non-stabilité des amphiboles naturelles dans les conditions pré-éruptives. Aucun paramètre n'est précisément défini par les données des produits naturels. Par conséquent, les paramètres seront déterminés de manière empirique, avec l'objectif d'ajuster au mieux des valeurs suggérées par l'étude des produits naturels, soit :

- une pression au sommet de la chambre magmatique supposée proche de 2 kb.
- des températures, enregistrées par les couples d'oxydes naturels, de  $800$  à  $902^\circ C$ , pour des  $\log fO_2$  de  $-12.65$  à  $-11.07$  (soit  $NNO+0.4$  à  $NNO+0.9$  à 2 kb).
- des teneurs en eau suggérées par les inclusions vitreuses jusqu'à 8 % d'eau. Celles des produits pliniens, contenant de 5 à 7 % d'eau, sont considérées comme les plus représentatives des teneurs en eau pré-éruptives.

\* Existe-t-il une solution de paramètres déduits de la comparaison des compositions des phases expérimentales et naturelles, à  $\sim 2$  kb,  $\sim 800-902$ ,  $\sim NNO+0.4$  à  $0.9$ , 5-7 %  $H_2O$  dans le liquide ?

- Supposons que le sommet de la chambre magmatique est à  $\sim 2$  kb.

Les figures III-15A, III-16A, III-17A et III-18 des expériences réalisées à 2.2 kb et  $NNO+0.7$  suggèrent qu'il existe une solution commune aux 4 diagrammes : température de  $875$  à  $900^\circ C$ , teneur en eau de 5.6 à 5.7 %.

Les figures III-16C et III-17B des expériences réalisées à 2.2 et  $900^\circ C$  suggèrent la solution suivante :  $\log fO_2 = NNO+0.4$  à  $0.7$ , teneur en eau 5.4 à 6.4 %. A  $NNO+0.7$  précisément, la teneur en eau commune aux 2 diagrammes est de 5.4-5.6 %.

Les figures III-16D et III-17C des expériences réalisées à 2.2 et  $930^\circ C$  suggèrent une solution commune :  $\log fO_2 = NNO+0.7$  à 1, teneur en eau de 4.4 à 5.6 %. La teneur en eau commune à  $NNO+0.7$  est de 5.4-5.6 %. Cependant,  $930^\circ C$  est une température relativement élevée par rapport à celle déduite des couples d'oxydes ferrotitanés. Recalculée à  $900^\circ C$  (une variation de  $25^\circ C$  correspond à une baisse d'enstatite de l'orthopyroxène de 3-4.5 %, figure III-16A), la teneur en eau à  $NNO+0.7$  est de 5.8-6.1 %.

- Il existe donc pour les conditions pré-éruptives une solution de paramètres suivante : 2.2 kb,  $\sim 900^\circ C$ ,  $\sim NNO+0.7$  et 5.5-6 %  $H_2O$  dans le liquide. A 2.2 kb, les compositions des



plagioclases et des orthopyroxènes expérimentaux à  $\sim 925^{\circ}\text{C}$ ,  $\sim \text{NNO}+0.6$  (respectivement figures III-15B et III-16B), sont similaires aux compositions des bordures des phases naturelles pour des teneurs en eau, recalculées à une température de  $900^{\circ}\text{C}$ , respectivement de  $\sim 5.7$ - $5.9$  % et  $5.6$ - $6$  %. Les teneurs en eau des inclusions vitreuses comprises entre  $6$  et  $8$  % pourraient traduire une certaine hétérogénéité de répartition des volatils dans la chambre magmatique. Cette solution de paramètres n'est peut-être pas unique, mais elle corrobore les conditions déduites des produits naturels.

- Les conditions de pression, de température et de  $f\text{O}_2$  pré-éruptives précédemment définies, mais pour des conditions de saturation en eau, sont à la limite de la courbe de stabilité de l'amphibole (voir figure III-14A). A  $2 \text{ kb}$ , la saturation déduite des verres expérimentaux est d'environ  $6.9$  % (voir § III-2c) ; la teneur en eau pré-éruptive de  $5.5$ - $6$  % précédemment proposée suggère que l'amphibole n'est vraisemblablement pas stable dans les conditions pré-éruptives de la chambre magmatique. Ceci permet d'expliquer le caractère réactionnel des amphiboles naturelles.

**En résumé, la comparaison des données expérimentales avec les données naturelles montre que les conditions pré-éruptives des éruptions pliniennes et péléennes sont comparables :**

- \* une pression d'environ  $2 \text{ kb}$
- \* une température proche de  $900^{\circ}\text{C}$
- \* une  $f\text{O}_2$  autour  $\text{NNO} + 0.7$
- \* une teneur en eau pré-éruptive de  $5.5$  à  $6$  poids % (la saturation étant à  $\sim 6.9$  %)

**Non-stabilité des amphiboles dans ces conditions.**

### III-4) INTERPRETATION DES COMPOSITIONS DES PHASES NATURELLES

Bien que les conditions pré-éruptives en sommet de chambre définies ci-dessus puissent être considérées comme approximativement constantes, la "dynamique" de la chambre magmatique (mélanges, remplissages) amène des fluctuations des conditions, enregistrées par les phénocristaux et dont l'importance des variations peut être approchée par les données expérimentales de compositions.

#### III-4) a- plagioclases

1) Les compositions des inclusions vitreuses piégées dans des plagioclases aux compositions aussi variées que  $\text{An}_{54}$  ou  $\text{An}_{84}$  suggèrent que la composition du liquide magmatique piégé est pratiquement constante et rhyolitique (figure II-12 du chapitre II), comme la composition du dernier liquide avant l'éruption, différenciée à partir du magma andésitique acide. Nos expériences montrent que la cristallisation de plagioclases de composition jusqu'à  $\sim \text{An}_{85}$  est tout à fait possible à partir d'un magma andésitique acide. Les compositions rhyolitiques ( $68$ - $78$  %  $\text{SiO}_2$ ) des verres interstitiels de certaines andésites basiques (Fichaut, 1986) suggèrent qu'il peut exister des inclusions vitreuses de composition rhyolitique piégées dans des plagioclases cristallisés à partir de magmas andésitiques basaltiques.

Par contre, les expériences montrent que la cristallisation de plagioclases de composition anorthitique ( $\text{An}_{85-90}$ ) est difficile dans des conditions acceptables pour des magmas andésitiques acides (les températures requises seraient supérieures à  $950^{\circ}\text{C}$ ), alors qu'elle est envisageable à partir de magmas basaltiques (Pichavant et al, 1996). Fichaut (1986) et Gourgaud (1989) interprètent les plagioclases de composition  $\text{An}_{85-90}$  (les compositions des coeurs des plagioclases type "coeur trouble" et "rectangulaire", voir chapitre II, § II-3a) comme ayant



cristallisé à partir de magmas de composition basaltique, inconnus dans l'histoire récente de la Montagne Pelée. Les olivines résorbées observées dans les produits naturels confirment la présence d'un magma basique. Dans ce cas, les compositions de ces plagioclases témoignent de mélanges magmatiques, correspondant à la recharge de la chambre magmatique andésitique par des magmas basiques.

Ceci suggère que bien que la composition des plagioclases soit en continuité entre  $An_{50}$  et  $An_{90}$ , il existe une différence d'origine entre les plagioclases anorthitiques, de composition  $An_{85-90}$ , contenant des inclusions vitreuses andésitiques acides, et les plagioclases de composition inférieure à  $An_{85}$ , aux inclusions rhyolitiques. Les premiers ont cristallisé à partir d'un magma basaltique ou andésitique basaltique, dont le liquide magmatique est andésitique acide (Fichaut, 1986 ; Pichavant et al, 1996), et les seconds ont cristallisé à partir d'un magma andésitique ou andésitique acide, dont le liquide magmatique est de composition rhyolitique.

2) Les plagioclases "pétaloïdes" et les bordures des autres types texturaux de plagioclases témoignent de variations de composition de 30 % d'anorthite.

Les expériences montrent que les plagioclases sont très peu sensibles aux variations de  $fO_2$ . En revanche, les compositions des plagioclases sont très dépendantes des variations de température, de pression et de teneur en eau. Par exemple, des variations de 10 % d'anorthite au sommet de la chambre magmatique peuvent traduire des variations de :

- température d'environ 35-65°C (figure III-15A) ;
- pression de ~1 kb, pour une teneur de 6 % d'eau (figure III-15B) ;
- teneur en eau de 0.7-0.8 % (figure III-15A). Les inclusions vitreuses piégées

dans des plagioclases de  $An_{54}$  à  $An_{84}$  suggèrent que la teneur en eau des liquides en équilibre avec ces différentes compositions n'a pas significativement changé (figure II-21 du chapitre II). Mais une variation de la teneur en eau de 1 % correspond à la précision de la détermination des teneurs en eau déduites de la déficience à 100 % des analyses à la microsonde électronique, donc n'apparaît pas significative sur la figure II-21 (du chapitre II).

Les variations de composition des plagioclases de ~30 % d'anorthite peuvent être aisément obtenues par la combinaison des variations de ces 3 paramètres.

3) Les bordures des phénocristaux de plagioclases naturels du dôme de 1929 ont des compositions  $An_{50-55}$ , celles des plagioclases de la déferlante du 8 mai 1902 ont des compositions ~ $An_{55}$ , alors que celles des plagioclases de l'éruption P1 ont des compositions  $An_{55-60}$ . Les expériences montrent que ces différences de composition traduisent des variations maximales de teneur en eau de ~0.6-0.7 % ou de ~30°C (figure III-15A). Ces variations de température et de teneur en eau peuvent traduire de petites différences des conditions pré-éruptives entre les magmas du dôme de 1929 et ceux des autres types éruptifs. Cependant, ces variations de ces paramètres sont comprises dans les barres d'erreur des résultats obtenus par les expériences. Ces différences des conditions pré-éruptives traduites par les compositions des bordures des plagioclases restent, bien que réelles, difficiles à quantifier d'après nos expériences.

#### III-4) b- orthopyroxènes

\* L'un des profils d'orthopyroxène naturel suggère une variation maximale de 5 % d'enstatite.

Les expériences montrent que les orthopyroxènes sont sensibles aux variations de  $fO_2$ , de température, de pression et de teneur en eau. Des variations de 5 % d'enstatite dans la chambre magmatique peuvent traduire des variations de :



- température d'environ 30°C (figure III-16A) ;
- pression de ~0.5 kb, pour une teneur de 6 % d'eau (figure III-16B) ;
- teneur en eau de ~0.5 % (figure III-16A) ;
- $fO_2$  de 0.2 unités log (figure III-16D).

Des combinaisons de plusieurs de ces paramètres peuvent être responsables des variations de 5 % d'enstatite observées dans les phénocristaux d'orthopyroxènes. Ces variations sont compatibles avec celles suggérées précédemment par les plagioclases types "pétaloïdes" ou les bordures des plagioclases des autres types texturaux.

\* Les rapport  $Fe^{2+}/Fe^{3+}$  de l'analyse de la roche totale du dôme de 1929 indiquent des oxydations de ~2 unités log (voir § III-1b). Ceci explique les auréoles brunes d'oxydation bordant les orthopyroxènes (voir chapitre II, § II-3b), qui auraient pu appauvrir leur coeur en fer. Par conséquent, les compositions des orthopyroxènes du dôme ne représentent pas les conditions pré-éruptives. Les expériences suggèrent des variations des conditions d'oxydoréduction de 0.6-0.7 unité log, pour passer de composition  $En_{52-56}$  à  $En_{65.5}$ .

#### III-4) c- amphiboles

\* Les arguments déduits de l'étude des amphiboles naturelles ne permettaient pas de définitivement conclure sur la non-stabilité de l'amphibole dans la partie supérieure de la chambre magmatique, mais indiquaient qu'elle serait plutôt stable à plus forte pression que 2 kb (voir chapitre II-3d). Les expériences précisent les conditions de stabilité de l'amphibole, et de ce fait suggèrent que l'amphibole n'est pas stable dans les conditions pré-éruptives (voir § III-3b).

\* Conditions de cristallisation des amphiboles déstabilisées :

Les compositions des amphiboles expérimentales (figure III-19) suggèrent que ces amphiboles naturelles ont pu cristalliser soit :

- à partir d'un magma andésitique acide, mais à des pressions supérieures à 2 kb (> 4 kb) ;
- à partir d'un magma andésitique acide, à 2 kb, mais dans des conditions très oxydantes (> NNO+2). Cependant ces conditions d'oxydoréduction ne sont pas réalistes pour la chambre magmatique de la Montagne Pelée ;
- à partir d'un magma basique (température ~950°C, pression ~ 4 kb, Pichavant et al, 1996).

Pichavant et al (1996) ont réalisé des équilibres de phases à partir de magmas basaltiques de la période intermédiaire de l'édification de la Montagne Pelée (stade St. Vincent). A 4 kb, 950°C, ~NNO-0.5 à NNO et pour des conditions de saturation en eau, l'amphibole est stable et de composition comparable aux amphiboles naturelles des andésites basiques (figure III-19A). Ces amphiboles expérimentales sont en équilibre avec des plagioclases de composition moyenne  $An_{89}$  (les plagioclases analysés dans les auréoles réactionnelles des amphiboles sont de composition ~ $An_{86}$ ).

Ceci suggère que les amphiboles déstabilisées des andésites acides ont cristallisé à partir de magmas basiques. Des conditions de cristallisation de l'ordre de ~950°C, 4 kb et ~NNO sont acceptables. Ces hypothèses doivent être cependant considérées avec prudence, dans la mesure où elles supposent une saturation en eau du magma ; la sous-saturation diminue le domaine de stabilité de l'amphibole (voir diagrammes d'équilibre de phases : figures III-11, III-12C et III-13A et diagrammes d'équilibre de phases du Mont St. Helens d'après Rutherford & Devine, 1988).

\* Gardner et al (1995b) suggèrent que l'amphibole du magma dacitique du Mont St. Helens, USA, est déstabilisée par l'injection dans la chambre d'un magma moins riche en eau (effet de dilution de l'eau). Dans le cas de la période récente de la Montagne Pelée, les teneurs en eau maximales des inclusions vitreuses piégées dans les plagioclases anorthitiques ( $>An_{70}$ ) suggèrent que la teneur en eau de ce magma basique est peu différente de celle du magma andésitique acide qu'il intrude (figure II-21, chapitre II) et par conséquent que ce phénomène n'est pas la cause de la déstabilisation de l'amphibole.

\* La figure III-20 retrace le trajet approximatif de la remontée des magmas, en fonction des conditions de cristallisation des amphiboles.

#### III-4) d- Verres naturels

Les verres naturels dont les compositions chimiques sont représentatives des conditions pré-éruptives sont les verres interstitiels sans microlites de l'éruption P1, ceux des nuées de 1929 qui apparaissent sur les diagrammes de variation (figure II-16 du chapitre II) comme les moins modifiés par la cristallisation des microlites, et les inclusions vitreuses de l'éruption P1. Les teneurs en eau des verres naturels représentatives des conditions pré-éruptives sont celles des inclusions vitreuses de la retombée de P1, et les valeurs maximales des ponces de la coulée ou de la déferlante de P1.

Les compositions et les teneurs en eau des verres expérimentaux des charges saturées en eau sont fréquemment perturbées dans les expériences sans trempe rapide, exceptées celle à 4 kb, dont les compositions des verres semblent homogènes malgré la cristallisation des phases de trempe et malgré l'abondance de l'eau dissoute dans les verres.

Bien que ceci rende plus difficile les comparaisons entre verres naturels et expérimentaux, il apparaît que les conditions pré-éruptives déduites des comparaisons des phases minérales sont également celles suggérées par les verres, soient une pression de 2 kb, une température de 875-900°C, une  $fO_2$  de  $\sim NNO+0.7$  et une teneur en eau de 5-6 % d'eau.

#### III-4) e- Microlites

Une étude comparée des compositions des phases expérimentales avec celles des microlites permettra d'approcher les conditions de cristallisation des microlites naturels.

\* Les microlites sont principalement des plagioclases, des orthopyroxènes, des clinopyroxènes et des magnétites, dont les compositions chimiques sont reportées dans les tableaux II-12 à II-14 (chapitre II). La figure II-23 (chapitre II) montre les compositions des microlites de plagioclase et d'orthopyroxène comparativement à celles des bordures des phénocristaux. Le tableau ci-dessous rappelle les caractéristiques compositionnelles des microlites de plagioclase et d'orthopyroxène :



COMPARAISON DES COMPOSITIONS DES MICROLITES DE PLAGIOCLASES ET D'ORTHOPYROXENES AVEC CELLES DES BORDURES DES PHÉNOCRISTAUX DE PLAGIOCLASES ET D'ORTHOPYROXENES

Type éruptif	% An moyen des microlites*	% An des bords des phénocristaux**	% En moyen des microlites*	% En des bords des phénocristaux**
Dôme 1929	An <sub>44</sub>	An <sub>50-55</sub>	En <sub>46</sub>	En <sub>52-56</sub>
Nuées 1929	An <sub>57</sub>	An <sub>50-55</sub>	En <sub>56</sub>	En <sub>52-56</sub>
Déferlante P1 (lithiques)	An <sub>69</sub>	An <sub>55-60</sub>	En <sub>58</sub>	En <sub>52-56</sub>
Déferlante P1 (ponces)	An <sub>62</sub>	An <sub>55-60</sub>	En <sub>61</sub>	En <sub>52-56</sub>
Retombée P1	An <sub>82</sub>	An <sub>55-60</sub>	En <sub>66</sub>	En <sub>52-56</sub>
Mt St. Helens (retombée plinienne)	An <sub>35-40</sub> ***	An <sub>46-49</sub> ***		

\* Moyenne des analyses des microlites reportées dans les tableaux II-11 et II-12 du chapitre II.

\*\* Composition des bordures de phénocristaux (voir chapitre II-3a et II-3b)

\*\*\* Scheidegger et al (1982) ; Cashman (1992)

Nous avons vu au chapitre précédent (§ II-6b) que les différences de composition des microlites ne sont pas reliées à des différences texturales des produits (fragments lithiques ou ponceux), ni caractéristiques d'une éruption (1929 ou P1). Ces différences sont plutôt liées au type éruptif lui-même (dôme, nuée type Merapi, nuée type péleenne ou retombée plinienne).

Scheidegger et al (1982) et Cashman (1992) ont analysé les bordures de phénocristaux de plagioclases et les microlites des verres rhyolitiques du Mont St. Helens, USA. Les bordures des phénocristaux de plagioclases ont des compositions An<sub>46-49</sub>, les microlites de plagioclases sont de composition An<sub>35-40</sub>. Geschwind & Rutherford (1995) ont comparé ces compositions avec celles obtenues par des expériences de décompression isothermale : ils expliquent la cristallisation de ces microlites (plus albitiques que les bordures des phénocristaux) et les compositions plus évoluées des verres interstitiels, par un dégazage du magma lors de sa montée dans le conduit.

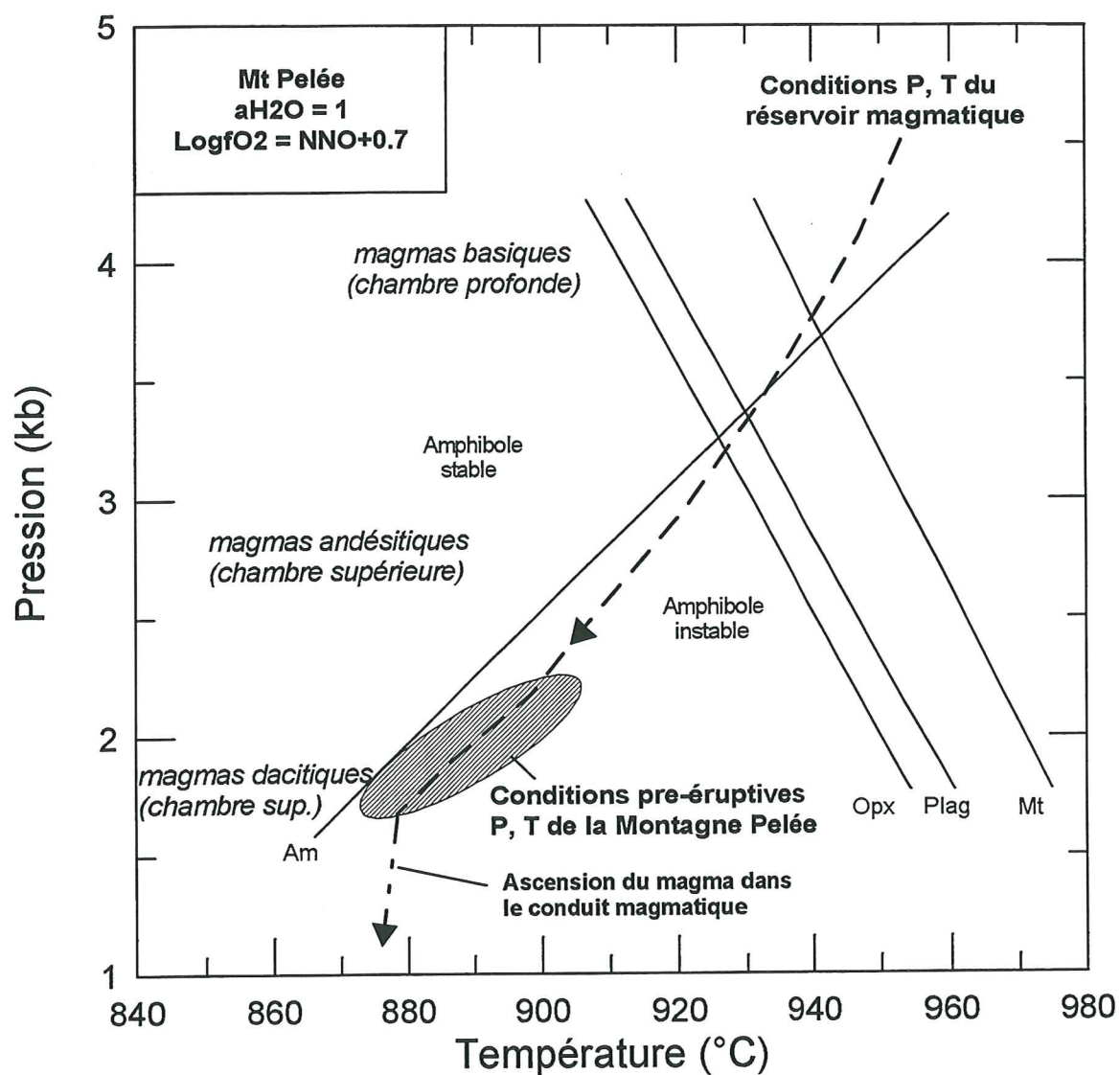
D'après cette hypothèse, seuls les microlites des éruptions de 1929 de la Montagne Pelée pourraient avoir cristallisé en réponse à un dégazage du magma dans le conduit, mais cela n'explique pas les compositions calciques des microlites de l'éruption P1.

\* Les expériences révèlent que les compositions des plagioclases sont sensibles aux variations de température, de pression et de teneur en eau ; les orthopyroxènes sont sensibles, en plus de ces paramètres, aux variations de fO<sub>2</sub>. Les microlites cristallisant dans le conduit magmatique au cours de l'éruption, le paramètre inévitable est la baisse de pression. La diminution de la teneur en eau (dégazage) est le second paramètre susceptible d'intervenir au niveau du conduit. Ces deux paramètres sont en compétition au cours de la remontée du magma, jusqu'à la trempe du liquide :

- le magma monte vite et n'a pas le temps de dégazer complètement
- le magma monte plus lentement et peut perdre de l'eau dans le conduit.

Les textures des microlites (voir chapitre II, § II-6) suggèrent que les produits péleens ont dégazé plus abondamment, et plus lentement que les magmas pliniens.

Les expériences montrent qu'à température et pression constantes, une diminution de 1 % de la teneur en eau du liquide magmatique provoque une diminution de ~13 % d'anorthite et ~10 % d'enstatite (figures III-15A et III-16A). La figure III-15B montre que les pentes des courbes isobares sont de plus en plus fortes avec la baisse de pression. Aucune expérience n'a été réalisée à 1 kb, mais la pente de cette courbe serait probablement plus forte que celle à 2 kb. De ce fait, à température constante et teneur en eau du liquide constante (~6 %), une décompression de 2 à 1 kb permettrait la cristallisation de microlites de plagioclases enrichis de 20 % d'anorthite ou ~15 % d'enstatite, par rapport aux bordures des phénocristaux.



**Figure III-20 :** Conditions P, T de la chambre magmatique et trajet de remontée des magmas de la période récente de l'édification de la Montagne Pelée, déduits des conditions de cristallisation des amphiboles



En conclusion, il est probable que les deux paramètres agissent simultanément sur la composition des microlites cristallisés. Mais il y a compétition entre eux : la baisse de pression à teneur en eau constante tend à enrichir la composition du microlite de plagioclase en anorthite, alors que la baisse de la teneur en eau à pression constante tend à l'appauvrir. La baisse de la pression est directement reliée à la vitesse de montée du magma dans le conduit, et la baisse de la teneur en eau du liquide magmatique au processus de dégazage. Nous interprétons les compositions des microlites des produits péléens de 1902-1929 comme une cristallisation sous des conditions dominantes de perte en eau du liquide magmatique. Les microlites de la retombée plinienne de P1 ont cristallisé sous des conditions dominantes de décompression : le magma semble être monté plus vite que celui des produits péléens de 1902-1929, ayant de ce fait dégazé moins vite, permettant la cristallisation, dans le conduit magmatique et avant la fragmentation du magma, de microlites riches en anorthite ou en enstatite. Les compositions des microlites de la déferlante péleénne de P1 ou du 8 mai 1902 semblent avoir cristallisé sous des conditions intermédiaires entre les deux précédentes. La figure III-21 propose une interprétation de la composition des microlites, en fonction de la teneur en eau du liquide et de la pression. Cette interprétation est applicable dans son principe aux microlites d'orthopyroxènes (et aux deux microlites de magnétites analysés), dont les compositions traduisent les mêmes évolutions que celles des microlites de plagioclases.

### III-5) VISCOSITES DES MAGMAS

\* La viscosité du magma est un facteur important : il freine l'ascension du magma et la croissance des bulles dans le conduit magmatique. Les viscosités ont été calculées d'après le modèle de Shaw (1972) concernant des liquides silicatés secs ou hydratés, et d'après l'équation de Roscoe (1952) afin de tenir compte de l'influence des cristaux. Shaw (1963b) et Schultze (1996) ont montré que pour des compositions de liquides comparables aux nôtres et dans des gammes de température et teneur en eau encadrant les nôtres, les variations de pression n'ont pas d'influence sur la viscosité des liquides silicatés. Les viscosités ont été calculées pour des températures de 850 à 950°C, à partir des compositions chimiques de 3 types de produits :

- les produits de départ : un fragment du dôme de 1929, une ponce de la retombée plinienne P1 et un fragment lithique de la déferlante de P1 avec leur teneur en eau réelle (analyses chimiques roche totale tableau II-1 du chapitre II) ;
- les verres standards pour la spectrométrie infrarouge : le verre de matrice sans microlites de ponces de la retombée de P1, contenant 2 %, 4.6 % et 6.3 % de H<sub>2</sub>O ;
- la ponce de la retombée de P1 (roche totale), à laquelle nous avons ajouté virtuellement (seulement dans le calcul) 0 %, 4 % et 6 % de H<sub>2</sub>O.

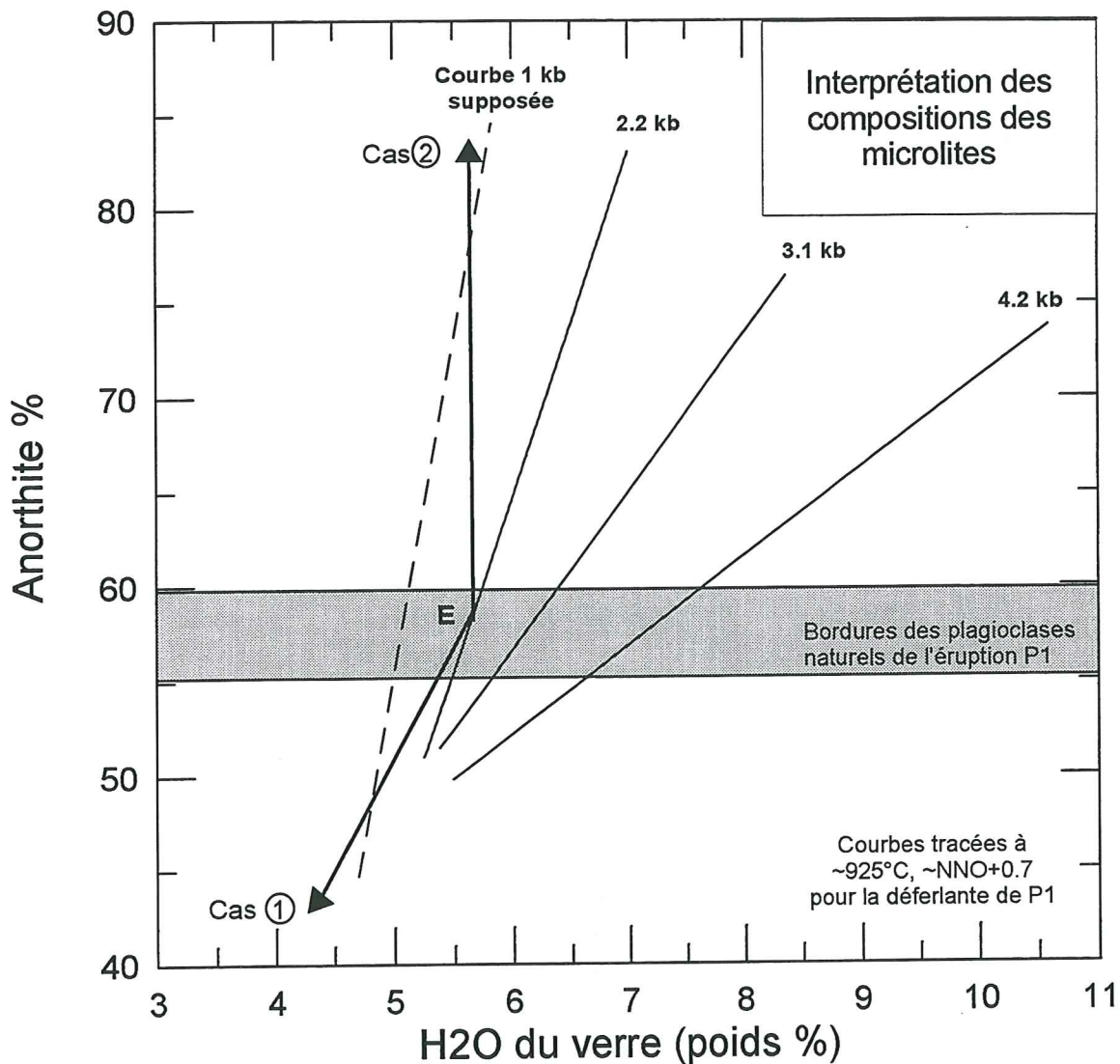
Ces 3 types de produits permettent de comparer entre elles :

- les viscosités des échantillons naturels de départ ;
- les viscosités d'une ponce de la retombée de P1 (roche totale) par rapport à son verre de matrice ;
- les différentes viscosités d'un produit suivant sa teneur en eau.

Les résultats sont présentés sur la figure III-22.

\* La viscosité augmente avec l'augmentation des particules dans le liquide et avec la diminution de la teneur en eau. Pour encadrer la viscosité pré-éruptive du magma, nous avons calculer les viscosité d'un magma contenant 1) la proportion volumique de cristaux maximale déduite des compositions modales et la teneur en eau minimale déduite des équilibres de phases, représentant la viscosité maximale du magma ; 2) la proportion volumique de cristaux minimale





**Interprétation :**

En E, les bordures de phénocristaux de plagioclases ont des compositions An55-60. Lors de la montée du magma dans le conduit, des microlites peuvent cristalliser. Les compositions des microlites de plagioclases sont dépendantes de la teneur en eau du liquide et de la pression dans le conduit.

Cas 1 : la perte en eau vers l'encaissant est prédominante sur les variations de pression. La composition du microlite cristallisé est plus albitique que celle des bordures de phénocristaux de plagioclase (ex : microlites An44 du dôme de 1929) ;

Cas 2 : la baisse de pression est dominante sur la perte en eau du liquide. La composition du microlite cristallisé est d'autant plus calcique par rapport aux bordures des phénocristaux de plagioclase que la pente de la courbe supposée à 1 kb est forte (ex : microlites An82 de la retombée de P1).

Figure III-21 : Interprétation des compositions des microlites en fonction des variations combinées de décompression et de perte en eau du magma dans le conduit magmatique

déduite des compositions modales et la teneur en eau maximale déduite des équilibres de phases, représentant la viscosité minimale du magma. Les valeurs choisies sont les suivantes :

- 1) un magma contenant 33 % de phénocristaux, dont le liquide contient 7 % d'eau ;
- 2) un magma contenant 40 % de phénocristaux (le résultat maximal des proportions modales de phénocristaux obtenues au compteur de points est de 50 %, mais l'équation de Roscoe (1952) n'est applicable qu'à des fractions cristallines inférieures ou égales à 40 %), dont le liquide contient 7 % d'eau.

La viscosité d'un liquide silicaté contenant des cristaux est déduite d'après l'équation de Roscoe (1952), pour des fractions cristallines comprises entre 10 et 40 % :

$$\eta = \eta_0 (1-R\Phi)^{-n} \quad \text{où}$$

$n = 2.5$  pour des sphères indéformables

$\Phi$  = fraction cristalline (0.4 = fraction cristalline maximale)

$R = 1.35$ , empilement compact maximal de la phase solide sphérique

$\eta_0$  = viscosité du liquide homogène

Le liquide homogène a la composition du verre interstitiel de la retombée de P1, et contient : 1) 5 % d'eau ; d'après le modèle de Shaw (1972), ce liquide a une viscosité de  $10^{4.9}$  poises à 900°C ; 2) 7 % d'eau ; d'après le modèle de Shaw (1972), ce liquide a une viscosité de  $10^{4.0}$  poises à 900°C.

Dans le cas de cristaux assimilés à des sphères indéformables s'ordonnant en empilement compact :

1) la viscosité à 900°C d'un magma andésitique contenant 33 % de cristaux et dont le liquide rhyolitique contient 7 % de  $H_2O$  peut donc être estimée à  $\eta = 10^{4.6}$  poises ;

2) la viscosité à 900°C d'un magma andésitique contenant 40 % de cristaux et dont le liquide rhyolitique contient 5 % de  $H_2O$  peut donc être estimée à  $\eta = 10^{5.7}$  poises.

Ces viscosités sont des valeurs minimales car les minéraux ne sont pas sphériques et occupent un volume plus grand que celui proposé.

### III.6) CONCLUSIONS

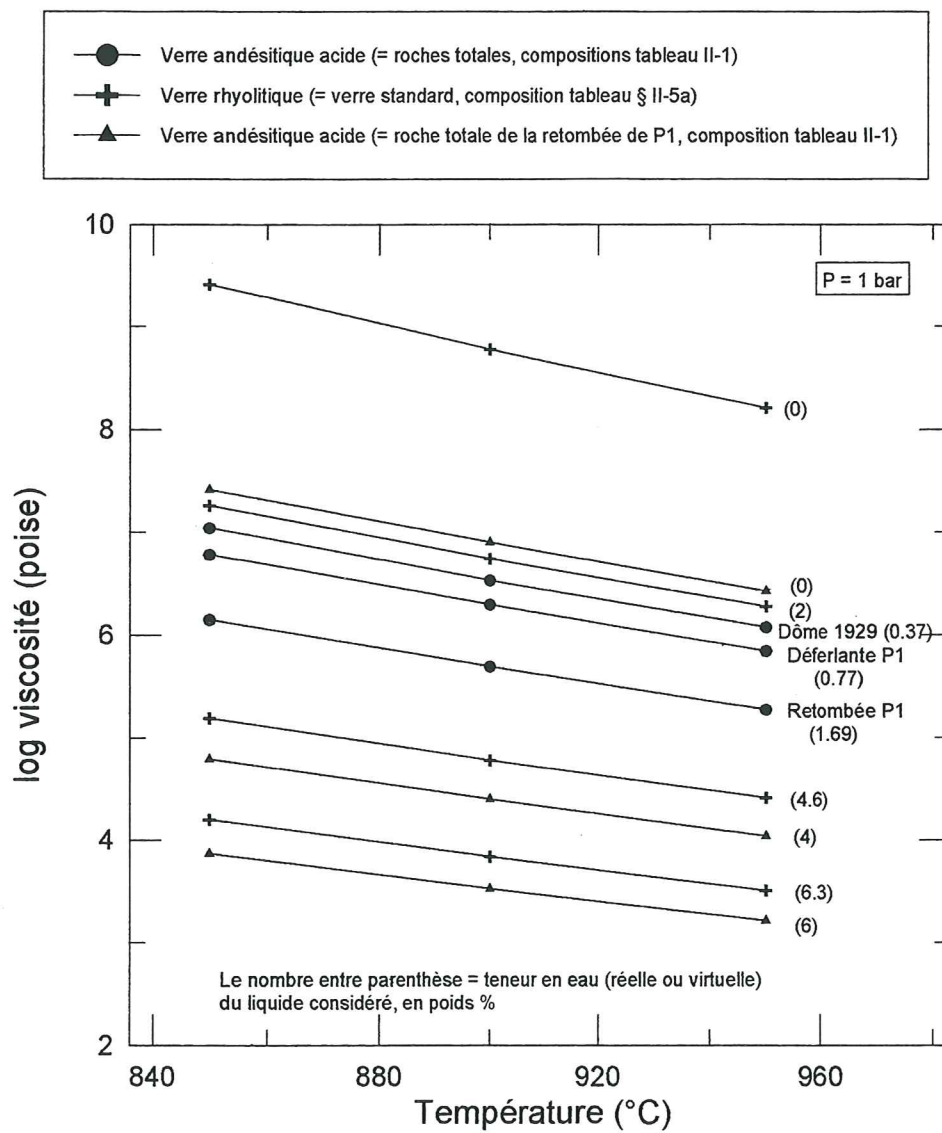
\* Il n'apparaît pas de différences des conditions pré-éruptives (pression, température et teneur en  $H_2O$ ) entre les trois types éruptifs sélectionnés (dôme, retombée plinienne et déferlante).

\* Les équilibres de phases déduits des expériences et les compositions des phases expérimentales permettent de définir des conditions pré-éruptives en accord avec celles déduites des données pétrologiques et minéralogiques.

\* Les conditions pré-éruptives de la chambre magmatique sont les suivantes :

- pression  $\sim 2$  kb,
- température  $\sim 900^\circ\text{C}$ ,
- $fO_2 \sim NNO+0.7$ ,
- viscosité du magma  $\sim 10^{4.6}$  à  $10^{5.7}$  poises,
- teneur en  $H_2O$  du liquide  $\sim 5.5-6$  %.

Dans ces conditions, l'amphibole n'est pas une phase stable.



**Figure III-22 :** Viscosité de liquides silicatés en fonction de la température (calculées d'après le modèle de Shaw, 1972)



**\* Puisque les conditions pré-éruptives dans la chambre magmatique sont comparables pour les éruptions pliniennes et péleennes, la convergence vers l'un ou l'autre type éruptif est acquise au niveau du conduit magmatique. L'étude des verres interstitiels et des microlites suggère effectivement des différences de vitesse de montée du magma et de dégazage. Une étude plus détaillée de la porosité des mésostases et des expériences de dégazage/fragmentation sont proposées au chapitre suivant, dans l'optique d'appréhender les processus de dégazage et les dynamismes éruptifs des magmas pliniens et péléens.**

## **IV- VESICULARITE, DEGAZAGE ET DYNAMISMES ERUPTIFS**

Les résultats des chapitres précédents suggèrent que les dynamismes éruptifs pliniens ou péléens observés en surface ne sont pas la conséquence de différences compositionnelles (composition de roche totale, minéraux, inclusions vitreuses) ou de différences de conditions (pression, température, oxydoréduction ou teneurs en volatils) dans la chambre magmatique.

L'orientation vers un dynamisme éruptif plinien ou péléen est donc acquise entre la chambre et la surface. Les mécanismes susceptibles d'intervenir sont :

- 1) la vésiculation (= exsolution (ou nucléation) des volatils et la croissance des bulles) ;
- 2) le dégazage (= perte de volatils vers l'encaissant) ;
- 3) la cristallisation de microlites (en partie due au dégazage) ;
- 4) la fragmentation ;
- 5) des facteurs comme des variations de la taille du conduit magmatique, la rencontre d'aquifères, la vitesse de remontée du magma.

Les caractéristiques des microlites ayant été étudiées au cours des chapitres précédents, nous n'en rappellerons que les points importants. Les variations des paramètres externes au magma ne seront pas développés dans le cadre de notre étude.

Les processus de vésiculation, dégazage et fragmentation peuvent être appréhendés selon deux types d'approche :

- 1) l'approche lithologique permettant d'estimer l'importance de ces processus par :
  - l'évaluation des teneurs en eau dissoutes dans les verres résiduels. La comparaison de ces teneurs finales dans les produits émis, avec les teneurs initiales dans la chambre magmatique, traduit l'importance du dégazage ;
  - l'étude de la porosité (ou vésicularité) des différents types éruptifs. L'étude quantitative permet d'estimer l'importance des derniers processus de dégazage et l'étude qualitative apporte des indices sur les conditions de vésiculation ;
- 2) l'approche expérimentale, dont le but est de caractériser les conditions de dégazage et de fragmentation des produits éruptifs.

Nous proposons une étude 1) quantitative et 2) qualitative de la vésicularité des produits naturels, que nous comparerons aux 3) vésicularités calculées par les modèles. 4) Les expériences de vésiculation/dégazage/fragmentation auront pour objectif de reproduire les vésicularités observées et teneurs en eau des verres résiduels. Nous concluons sur un modèle de dynamisme éruptif pour les éruptions pliniennes et péléennes

### **IV.1) MESURE DES POROSITES**

La vésicularité des produits a été mesurée à partir de lapilli échantillonnés dans des dépôts de différentes éruptions de la période récente de l'édification de la Montagne Pelée. La technique de détermination de la porosité utilisée est celle des double-pesées, dans l'air et dans l'eau, selon le principe d'Archimède.

#### IV.1) a- Terminologie

La porosité totale (n) d'un échantillon est le rapport du volume des vides au volume total de l'échantillon. Le volume des vides représente le volume des pores ouverts (Vpo) et celui des pores fermés (Vpf) dont la mesure est acquise par celle des densités apparentes (dapp).

La dapp est déduite de la pesée de l'échantillon saturé en eau dans l'air puis dans l'eau :

m1 : masse dans l'air de l'échantillon sec

m2 : masse dans l'eau de l'échantillon saturé en eau

m3 : masse dans l'air de l'échantillon saturé en eau

ds : densité solide de l'échantillon mesurée au picnomètre

Vs : volume de l'échantillon broyé (sans trous) calculé à partir de m1 et ds

deau : densité de l'eau

dair : densité de l'air

$$dapp = \frac{m1}{Vs + Vpo + Vpf} = \frac{m1}{m3 - m2} * deau$$

$$n = \frac{ds - dapp}{ds}$$

#### IV.1) b- Problème posé par les échantillons et adaptation des formules

Les échantillons sont des lapillis de 1 à 2 cm. Le problème à l'application du protocole expérimental précédent est posé par les échantillons ponceux dont la mesure m3 (masse dans l'air de l'échantillon saturé en eau) ne peut pas être effectuée : l'eau ne resterait pas à l'air libre dans des pores ouverts jusqu'à 2 mm de diamètre. Une solution serait de rendre ces échantillons imperméables et de modifier les formules précédentes en conséquence. Un produit de type spray en silicone vaporisé sur l'échantillon pénètre dans les pores externes des échantillons, négligeant ainsi la porosité de surface. Aussi, nous avons préféré les enrober de parafilm, considérant la porosité ouverte intrinsèque à l'échantillon (pour minimiser les écarts, les échantillons lithiques denses subiront le même protocole expérimental). Les nouvelles pesées sont les suivantes :

m2 : masse dans l'eau de l'échantillon enrobé de film

m3 : masse dans l'air de l'échantillon enrobé de film

df : densité du parafilm, calculée à partir de mf et Vf, respectivement masse et volume du parafilm

m1, ds, Vs, deau et dair restent les mêmes que précédemment

$$(1) m3 = m1 + mf$$

$$(2) m2 = (Vs * ds - Vs * deau) - (Vpo * dair - Vpo * deau) - (Vpf * dair - Vpf * deau) - (Vf * df - Vf * deau) \\ = Vs * (ds - deau) - (Vpo + Vpf) * deau + Vf * (df - deau)$$

Dans cette expression de m2, la porosité ouverte et la porosité fermée ne sont pas indépendantes (elles peuvent être regroupées en volume des pores Vp), permettant ainsi d'obtenir la formule de la porosité sans passer par celle de la densité apparente :



$$n = \frac{V_p}{V_p + V_s} = \frac{V_p}{V_p + \frac{m1}{ds}}$$

avec  $V_p = m1 - \frac{m1}{ds} + m3 - \frac{m3}{df} - m2$  (dédit des équations (1) et (2))

#### IV.1) c- Histogrammes de porosité et de densité

Houghton et Wilson (1989) ont proposé que 10 échantillons suffisaient à une étude de fréquence sur la densité ou vésicularité, mais qu'une étude de 30 lapilli ou plus était préférable. Nous avons choisi 100 lapilli de 1 à 2 cm provenant de deux nuées de 1929 (nommées N et R), de la déferlante du 8 mai 1902, de la retombée, de la coulée et de la déferlante de P1.

Les fragments xénolithiques de ces dépôts (reconnaissables à leur aspect oxydé) n'ont pas été pris en compte.

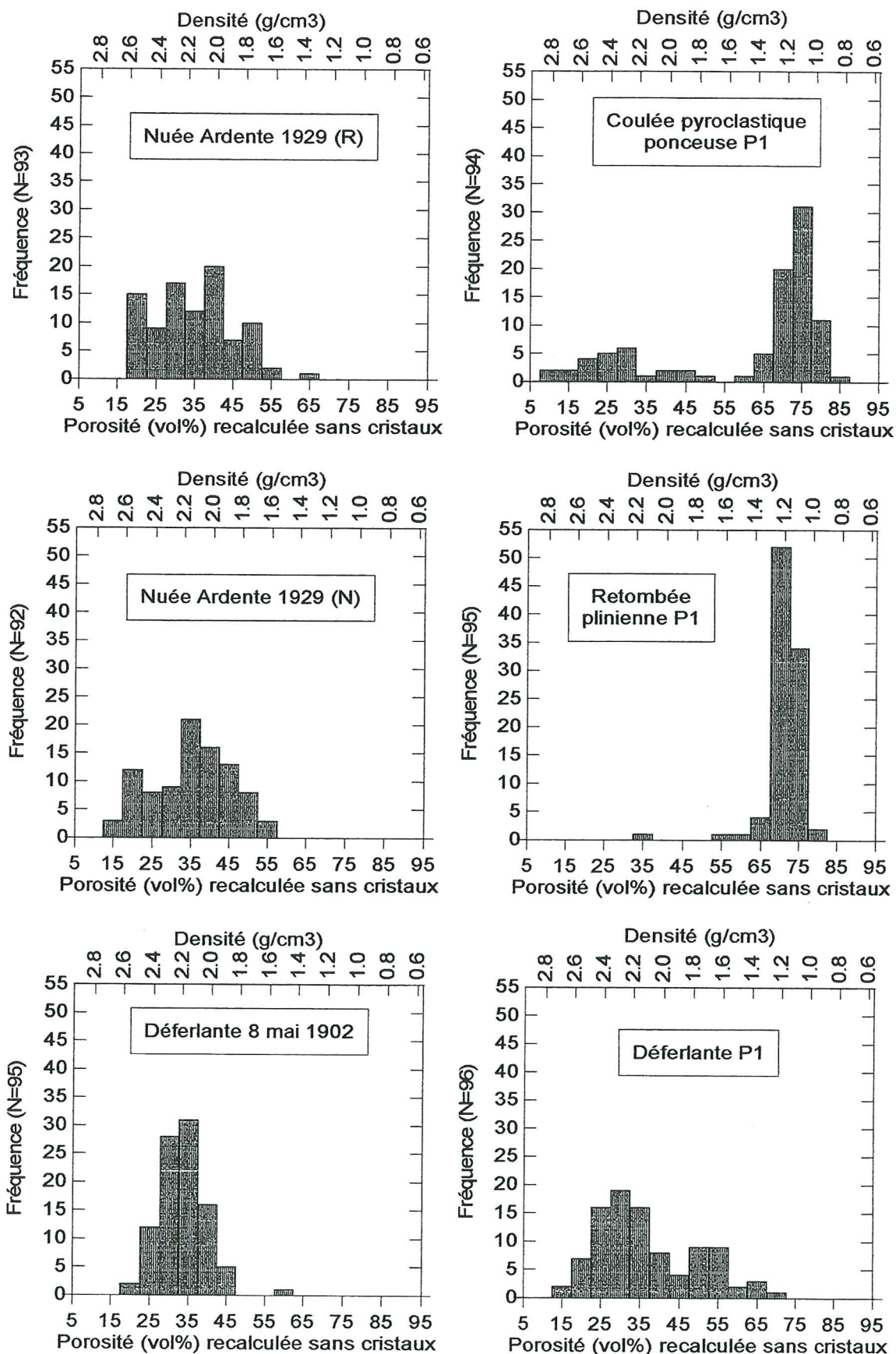
Les mesures de densité solide (ds) obtenues au pycnomètre, sont de 2,61 pour la retombée de P1 et 2,69 pour la déferlante de P1 (précision de la mesure : 1 %) ; la différence peut être due au broyage qui, étant supérieur à 120 µm, ne permet pas la réduction de toutes les bulles des ponces de la retombée de P1 (comparaison du nombre de bulles < 120 µm des ponces de la retombée plinienne P1, photos A et B de la planche 6, et du nombre de bulles < 120 µm des fragments lithiques de la déferlante de P1, photo B de la planche 4). Néanmoins on choisira pour valeur de la densité solide ds, une moyenne de 2,65.

Les valeurs de porosité (n) recalculées sans cristaux (à partir des pourcentages volumiques de cristaux mesurés au compteur de points, chapitre II.2) et les densités de ces lapilli, ont été représentées en histogrammes de fréquence (figure IV-1).

#### Description des histogrammes :

- les produits péleens (nuées de 1929, déferlantes de 1902 et P1) ont un mode entre 30 et 40 % de porosité. Les nuées de 1929 et celle de 1902 sont unimodales. Les lapilli des nuées de 1929 ont des porosités comprises entre 15 et 55 %, alors que ceux de la déferlante du 8 mai 1902 ne dépassent pas 45 %. La déferlante de P1 est bimodale (modes à 30 et 50 % de porosité environ) et ses lapilli peuvent avoir des porosités jusqu'à 70 %. Les modes des déferlantes semblent plus étroits que ceux des nuées de 1929.

- les produits pliniens (retombée et coulée de P1) ont un mode bien défini à 70-75 % de porosité. La retombée plinienne est unimodale avec un mode extrêmement étroit et une dispersion de porosité limitée à environ 20 %. La coulée ponceuse, dont les lapilli ont des porosités de 5 à 85 %, est bimodale, avec un mode principal autour de 70 % et un mode secondaire autour de 30 %.



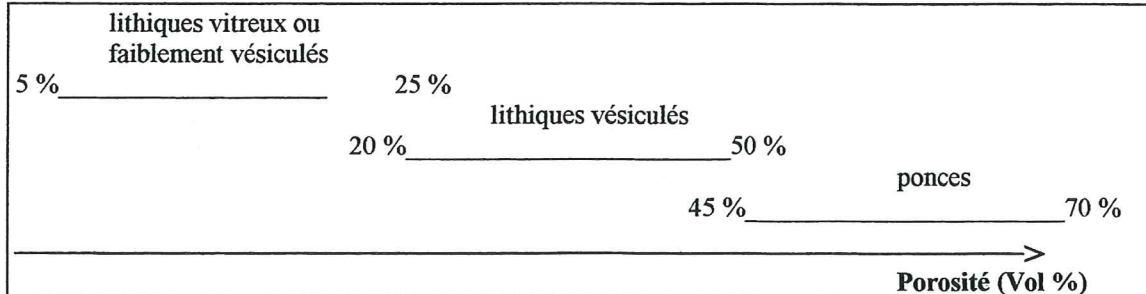
**Figure IV-1 :** Histogrammes de porosités des lapilli des différents types éruptifs de la période récente de la Montagne Pelée



### Interprétation des histogrammes :

\* Les mesures de porosité ont permis d'établir une nomenclature schématique des types de lithologie :

#### NOMENCLATURE DES FRAGMENTS EN FONCTION DE LEUR VESICULARITE



\* Houghton & Wilson (1989) ont mesuré les vésicularités de lapilli (fraction granulométrique 16-32 mm) de plusieurs dépôts de retombées pliniennes de l'éruption datée à 1800 B.P. du Taupo, Nouvelle Zélande, dans le but de déterminer plusieurs types d'éruptions explosives :

- les éruptions magmatiques générées par l'exsolution des volatils magmatiques. La fragmentation est provoquée par la rupture des bulles ayant atteint un seuil de vésicularité constant. La porosité des clastes est alors importante et de dispersion très étroite.

- les éruptions phréatomagmatiques générées par l'explosion de vapeur d'eau externe, accompagnant ou non le processus de vésiculation du magma. La fragmentation survient donc à un instant précis, alors que le magma est à divers stade de vésiculation. La porosité des dépôts est moindre, plus dispersée et sans classes vraiment dominantes.

A la Montagne Pelée, les produits de la retombée plinienne de P1 ont des porosités entre 70 et 75 %. L'étroitesse et l'importance du mode à 70-75 % de porosité de la retombée et de la coulée de P1 montrent que la fragmentation du magma dans le conduit survient quand il a atteint un taux de vésicularité plus ou moins constant ; Ce qui, dans le schéma de Houghton & Wilson (1989) est symptomatique d'un processus purement magmatique.

\* Hoblitt & Harmon (1993) ont étudié les distributions de densité des échantillons du cryptodôme dacitique de l'éruption de 1980 au Mont St. Helens, USA. Les distributions de densités sont bimodales. Ils interprètent ces deux modes en termes de vésiculation : une partie des produits a vésiculé, l'autre n'a pas vésiculé. Les raisons de la non-vésiculation de certains produits sont dues au dégazage : en accord avec le modèle de la "permeable foam" (une "mousse" rhyolitique, de porosité ~60 %, devient perméable aux volatils, Eichelberger & Westrich, 1983), les parties externes de la "permeable foam" perdent plus rapidement de l'eau vers l'encaissant que le centre du magma, créant des gradients en volatils. Si les teneurs en eau deviennent inférieures à 0.2-0.4 %, le magma est refroidi (pendant et après l'éruption du "blast") plus vite qu'il ne peut vésiculer, alors que la partie qui contient plus d'eau se vésicule, jusqu'à la fragmentation. Cette hypothèse est typiquement traduite par les bombes craquelées en croûte de pain : les bordures vitreuses sont souvent plus pauvres en volatils que le coeur vésiculé, suggérant que le magma de bordure de la bombe a dégazé plus que le coeur avant d'être trempé.



A la Montagne Pelée, les verres résiduels des fragments ponceux de la déferlante de P1 sont un peu plus riches en eau que ceux des fragments lithiques (chapitre II-4a), suggérant qu'ils ont peut-être moins dégazé. D'après l'histogramme de porosité (figure IV-1), ces fragments ponceux représentent environ 30 % du dépôt de la déferlante de P1, alors qu'ils sont absents dans les produits de la déferlante du 8 mai 1902. La porosité des fragments ponceux de la déferlante de P1 varie de 45 à 75 %, avec un mode autour de 50 % de porosité. L'existence de ces fragments ponceux révèle donc une vésiculation hétérogène pouvant refléter des teneurs en eau variables, en réponse à des gradients de dégazage au sein du dôme et/ou au toit du conduit éruptif. Par contre, ces fragments ponceux représentent une très faible proportion du dépôt de la déferlante du 8 mai 1902, suggérant que les verres étaient moins riches en eau et que ces teneurs étaient plus homogènes au moment de l'éruption du 8 mai 1902.

## IV.2) ETUDE QUALITATIVE DE LA VESICULARITE

Cette étude a pour objectif de caractériser la forme, la taille et la distribution de la taille des bulles, de déterminer une chronologie apparente entre la cristallisation des microlites, la croissance des bulles et la fracturation, et de caractériser le rôle et l'intérêt des dépôts de silice.

La meilleure étude de la porosité est sans conteste une étude par traitement d'image, afin d'obtenir une distribution de la taille des bulles. Plusieurs problèmes ne nous ont pas permis d'utiliser cette méthode :

1) dans le cas des produits ponceux, les diverses tailles de bulles (de moins de 1  $\mu\text{m}$  à 2 mm) nécessite une étude à plusieurs échelles. Mais très vite, dans les faibles grossissements, le traitement de l'image est saturé par le nombre de trous. De plus, les trous les plus grands sont une interconnection d'une multitude de bulles dont les contours ne sont plus retraçables.

2) Dans le cas des produits péléens, de larges fractures traversant les phénocristaux modifient le réseau de trous induit par la fragmentation.

Nous nous sommes alors contentés d'une étude qualitative de la porosité au MEB, à partir des lames minces.

### IV.2) a- Remplissage secondaire des vésicules

Certaines vésicules contiennent des remplissages secondaires, analysés par spectroscopie Raman comme de la cristobalite (identifiée par microscopie Raman). Cette silice est aussi présente sous forme de plages craquelées dans le verre de la matrice. Des remplissages de cristobalite ou de tridymite ont également été reconnus notamment dans les produits du "blast" de l'éruption de 1980 du Mt St Helens, USA (Komorowski, 1991). La genèse de ces polymorphes de la silice peut résulter de :

- la précipitation à partir de solutions hydrothermales enrichies en silice, percolant dans le corps magmatique (cryptodôme ou conduit).

- la cristallisation dans les cavités des roches volcaniques, directement à partir de la phase vapeur d'origine magmatique ou équilibrée avec le magma. La précipitation serait d'autant plus massive que la décompression est catastrophique.

Dans le cas des dacites du Mont St Helens, Komorowski (1991) argumente la genèse de ces polymorphes de la silice par la dernière hypothèse : cristallisation à partir

de la phase vapeur, mais précise que beaucoup de facteurs peuvent être responsables de la précipitation de la silice et que les mécanismes ne sont pas clairement définis.

De plus, ces polymorphes basse pression-haute température ne nous renseignent pas sur leur température de formation : la tridymite et la cristobalite possèdent des structures favorisant les substitutions d'ions  $\text{Si}^{4+}$  en ions  $\text{Na}^+$  ou  $\text{Al}^{3+}$ , lui permettant d'être présente hors de son domaine de stabilité (870-1470°C pour la  $\beta$ -tridymite et 1470-1713°C pour la cristobalite).

La précipitation de la silice dans les vésicules est donc simultanée ou postérieure au dégazage. La silice intimement mêlée à la mésostase vitreuse peut être supposée contemporaine de la trempe, et si elle piège des microlites de plagioclases, sa température de formation peut être supposée proche de celle du magma (Komorowski, 1991).

Au vu des photos MEB, notamment celles des produits des éruptions de 1902 et 1929, les remplissages des vésicules par de la silice peuvent être importants. Ce qui était une vésicule initiale n'est donc pas pris en compte comme telle dans les mesures de porosité : les masses m1 et m3 dans l'air et m2 dans l'eau (§IV-1b) sont ainsi surestimées, alors que les porosités sont sous-estimées.

#### IV.2) b- Vésicularité et fracturation

Les échantillons étudiés sont ceux des dômes de 1902-1929 et ceux des éruptions précédemment sélectionnées pour les mesures quantitatives de porosité ; des sections polies de lapillis choisis dans les modes principaux des histogrammes de porosité ont été réalisées et observées au MEB, à différents grossissements pour recouvrir toutes les tailles de bulles (ou de trous, quand les critères de sphéricité ne sont pas déterminants).

##### **- Dôme 1929**

###### \* Etude de 5 photos au grossissement x25 (ex : planche 1A) :

Les trous ont des formes anguleuses. Les plus gros (environ 800  $\mu\text{m}$ ) sont inégalement répartis dans la mésostase. Ils ont tendance à s'aligner, souvent le long des phénocristaux, et ont des formes plus ou moins allongées. Certains phénocristaux contiennent également des bulles très allongées atteignant jusqu'à 300  $\mu\text{m}$ .

###### \* Etude de 3 photos au grossissement x150 (ex : planche 1B) :

Des fractures découpent fréquemment les phénocristaux et se prolongent dans la mésostase.

###### \* Etude de 4 photos au grossissement x500 et plus (ex : planche 1C) :

Les bulles de 3 à 10  $\mu\text{m}$  sont nombreuses et de formes très arrondies. Elles coalescent parfois en plages de 20 à 30  $\mu\text{m}$ . Ces petites bulles sont très inégalement réparties, il existe même des plages de mésostase de 50  $\mu\text{m}^2$  qui en sont totalement dépourvues. La mésostase est sillonnée de discrètes fractures curvilignes qui tendent à isoler des petites plages plus ou moins foncées d'une dizaine de  $\mu\text{m}$ . La mésostase du dôme de 1929 est très microlitisée.

##### **- Nuées de 1929**

Les échantillons des nuées de 1929 ont des porosités totales très variables (de 8 à 40%) et des textures également très différentes. Nous avons choisis des échantillons lithiques peu vésiculés (environ 15% de porosité totale), moyennement vésiculés (30%) et très vésiculés (environ 38%), afin de couvrir l'étendue des textures.



**\* Etude de 14 photos au grossissement x25 (ex : planche 2A) :**

Les échantillons peu vésiculés ont des trous très anguleux (les plus gros ne dépassent pas 500  $\mu\text{m}$ ) et sont systématiquement alignés le long des phénocristaux. Ces trous semblent moins interconnectés et de tailles plus homogènes que ceux du dôme.

Les échantillons moyennement vésiculés ont des bulles aux contours plus arrondis. Leur répartition dans la mésostase et leur taille sont plus hétérogènes. Certaines de ces bulles sont parfois étirées dans une direction privilégiée, comme entraînées dans un courant de fluidalité, alors que celles d'une plage voisine demeurent sphériques.

Les bulles des échantillons très vésiculés ont des contours encore plus arrondis. Leur taille est très hétérogène et leur coalescence provoque des vides jusqu'à 2 mm.

**\* Etude de 9 photos au grossissement x150 ou plus (ex : planche 2B) :**

Dans les échantillons peu vésiculés, la silice est très présente en remplissage de pores ou incrustée sous forme de plages craquelées dans le verre de la mésostase. Les phénocristaux sont très fracturés et certains orthopyroxènes sont même complètement laminés.

Les échantillons moyennement vésiculés ne sont pas fracturés.

Les bulles des échantillons très vésiculés ont des contours très arrondis et les parois les séparant peuvent être extrêmement minces. Les mésostases de ces échantillons vésiculés sont partiellement microlitisées. Aucune trace de dépôt de silice n'a été observée dans la mésostase.

**- Déferlante 8 mai 1902**

Les échantillons de la déferlante du 8 mai 1902 ont des porosités de 12 à 36 %.

**\* Etude d'une photo au grossissement x25 (ex : planche 3) :**

Les trous sont très nombreux, aux formes anguleuses, de tailles très variables. Ces trous sont préférentiellement répartis et alignés le long des phénocristaux. La fracturation de la mésostase et des phénocristaux est très importante.

**- Déferlante P1 (650 B.P.)**

Les échantillons de la déferlante de P1 ont des porosités totales très variables (de 4 à 60%). Nous avons sélectionné un échantillon peu vésiculé à mésostase vitreuse (moins de 10% de porosité totale) et un échantillon ponceux.

**1) Echantillon vitreux**

**\* Etude de 5 photos au grossissement x25 (ex : planche 4A) :**

Les bulles des échantillons peu vésiculés ont une répartition très hétérogène et des formes plutôt anguleuses et complexes. Les plus petites sont néanmoins plus arrondies mais souvent très aplaties. Comme dans les échantillons moyennement vésiculés des nuées de 1929, certaines bulles semblent suivre des courants de fluidalités, alors que d'autres, aux formes anguleuses, témoigneraient d'une certaine rigidité de la mésostase lors de leur croissance.

**\* Etude de 2 photos au grossissement x150 (ex : planche 4B/C) :**

Les échantillons les moins vésiculés ont des fractures traversant indifféremment les phénocristaux et la mésostase. A ce grossissement, les observations précédentes (au x25) sont bien confirmées : hétérogénéité de répartition des bulles (comparaison des photos B et C), et différence de formes (photo C). La forme des bulles d'environ 50  $\mu\text{m}$  n'est sensiblement pas différente de celle des bulles de même taille des nuées de 1929 (quelque soit l'échantillon considéré : peu ou pas vésiculé, avec microlites



ou non). Ceci suggère que le taux de microlitisation de la mésostase n'est pas responsable de la forme plus ou moins anguleuse des bulles.

2) fragment ponceux :

\* Etude de 2 photos au grossissement x150 (ex : planche 5A/B) :

L'échantillon de la photo A a une mésostase holovitreuse. Les bulles sont nombreuses, de formes arrondies et homogènement réparties. Certaines ont coalescé, provoquant des vides jusqu'à 200  $\mu\text{m}$ . L'échantillon de la photo B a une mésostase fortement microlitisée. Les trous sont plus petits (moins de 100  $\mu\text{m}$ ), de formes un peu moins arrondies et homogènement répartis. Il existe une fracturation des phénocristaux des deux échantillons.

\* Etude de 2 photos au grossissement x500 (ex : planche 5C) :

Les bulles ont des contours plus ou moins arrondis, homogènement réparties dans la mésostase.

#### **- Retombée plinienne de P1 (650 B.P.)**

Les ponces de la retombée plinienne de P1 ont des porosités très homogènes, entre 52 à 68%.

\* Etude d'une photo au grossissement x25 (ex : planche 6A) :

Les bulles sont extrêmement nombreuses, en majorité très petites. Il existe cependant de grosses bulles, de plus de 500  $\mu\text{m}$  de diamètre. Les phénocristaux sont légèrement fissurés.

\* Etude de 2 photos au grossissement x150 (ex : planche 6B) :

Les bulles ont des contours très arrondis. Elles ont fréquemment coalescé et leur taille est en général inférieure à 50  $\mu\text{m}$ .

\* Etude de 7 photos au grossissement x500 (ex : planche 6C) :

Les parois des bulles peuvent être très fines. Certaines bulles sont étirées, suggérant une croissance dans une verre relativement fluide.

#### **- Coulée de ponces de P1 (650 B.P.)**

Les produits de la coulée de P1 ont des porosités très hétérogènes, de 4 à 72 %. Nous n'étudierons que les ponces, représentant plus de 70 % du dépôt.

\* Etude de 2 photos au grossissement x25 (ex : planche 7A et C) :

La photo A représente une ponce à mésostase holovitreuse, alors que la photo C représente celle d'une mésostase très microlitisée. Les bulles de la première photo sont comparables à celles des ponces de la retombée de P1. Elles sont en majorité très petites, mais il existe une catégorie de bulles de taille ~500  $\mu\text{m}$ . Les phénocristaux sont légèrement fissurés. Celles de la seconde photo sont tout à fait différentes : moins nombreuses, beaucoup plus anguleuses et plus hétérogènes en taille. Les phénocristaux et la mésostase microlitisée sont fortement fracturés.

\* Etude de 2 photos au grossissement x300 (ex : planche 7B) :

Cette photo représente une ponce à mésostase holovitreuse de la coulée de ponce P1. Les bulles ont les mêmes caractéristiques que celles des ponces de la retombée P1.

**Planche IV-1 :** Textures des mésostases de fragments lithiques du dôme de 1929

- A) grossissement x25 ;
- B) grossissement x150 ;
- C) grossissement x500

**Planche IV-2 :** Textures des mésostases de fragments lithiques de nuées de 1929

- A) grossissement x25 ;
- B) grossissement x150 ;
- C) grossissement x500

**Planche IV-3 :** Texture de mésostase d'un fragment lithique de la déferlante de 1902

**Planche IV-4 :** Textures des mésostases de fragments vitreux de la déferlante de P1

- A) grossissement x25 ;
- B) grossissement x150 ;
- C) grossissement x500

**Planche IV-5 :** Textures des mésostases de ponces de la déferlante de P1

- A et B) grossissement x25 ;
- C) grossissement x150

**Planche IV-6 :** Textures des mésostases de ponces de la retombée plinienne de P1

- A) grossissement x25 ;
- B) grossissement x150 ;
- C) grossissement x500

**Planche IV-7 :** Textures des mésostases de ponces de la coulée ponceuse de P1

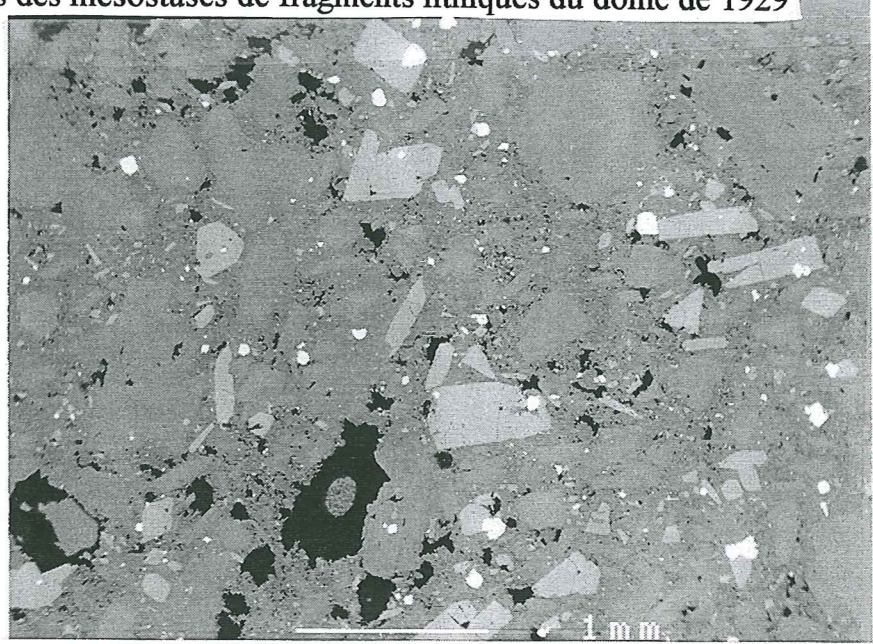
- A et C) grossissement x25 ;
- B) grossissement x150



**Planche IV-1 : Textures des mésostases de fragments lithiques du dôme de 1929**

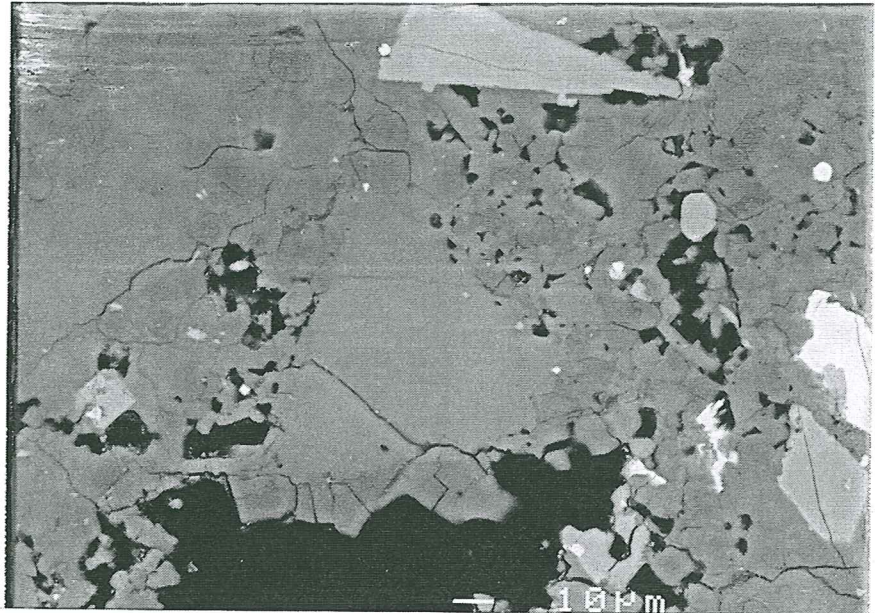
**A**

x 25



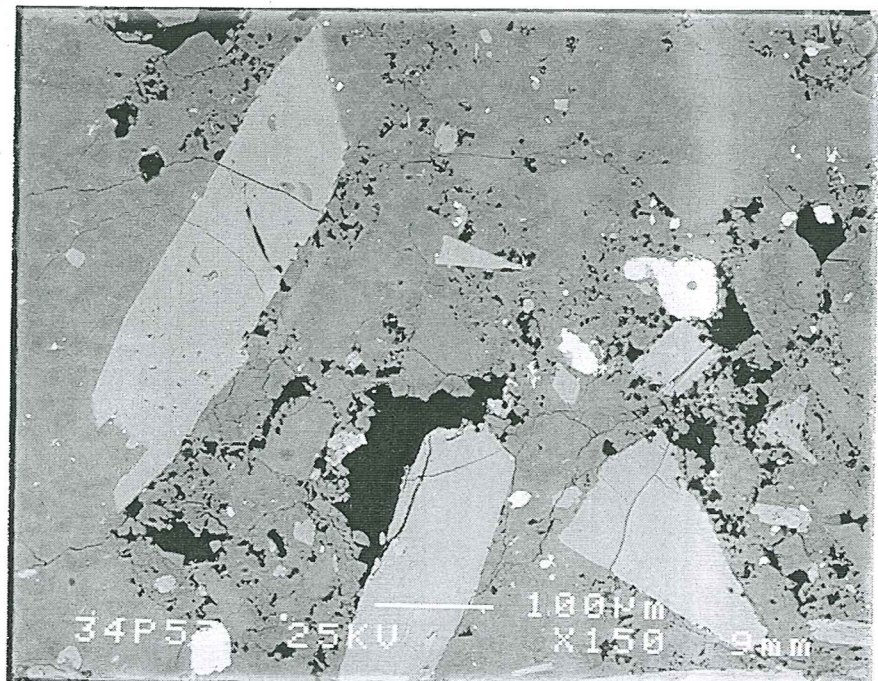
**B**

x 150



**C**

x 500

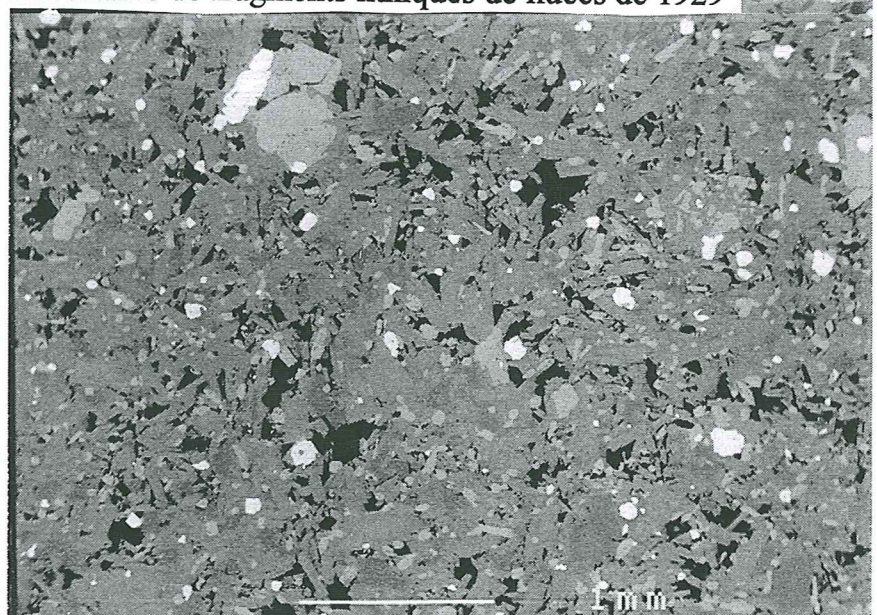




**Planche IV-2 : Textures des mésostases de fragments lithiques de nuées de 1929**

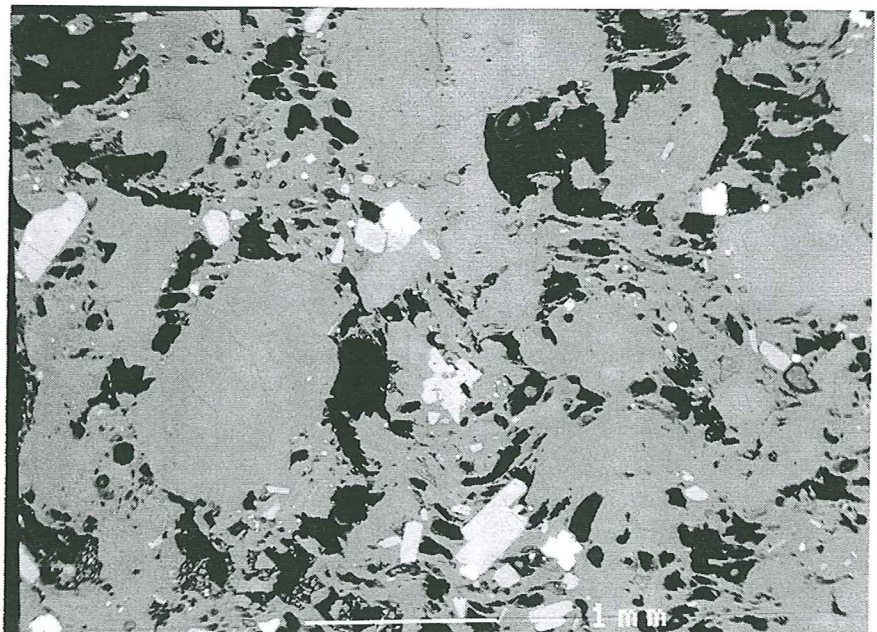
**A**

x 25



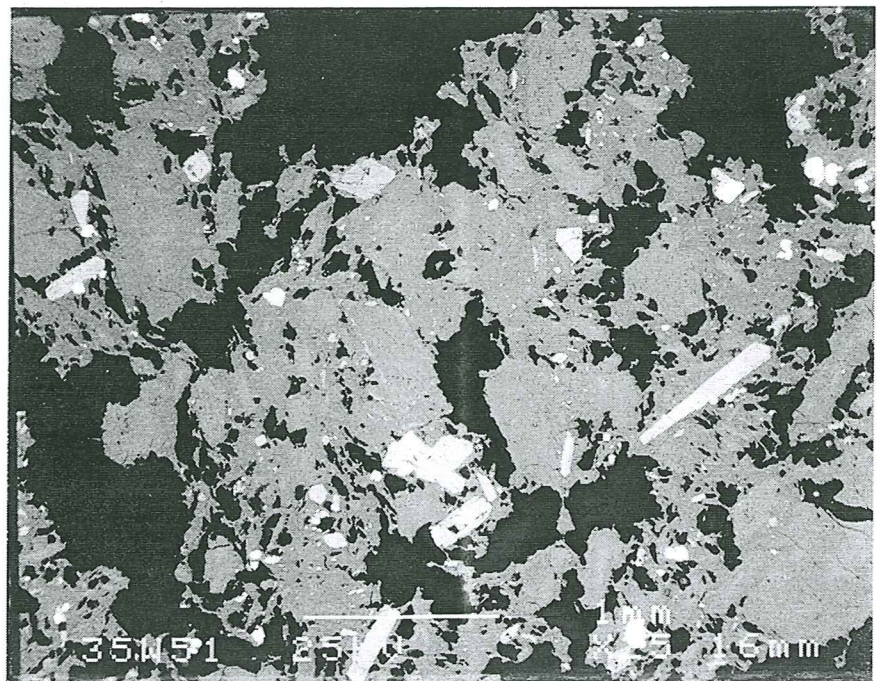
**B**

x 150



**C**

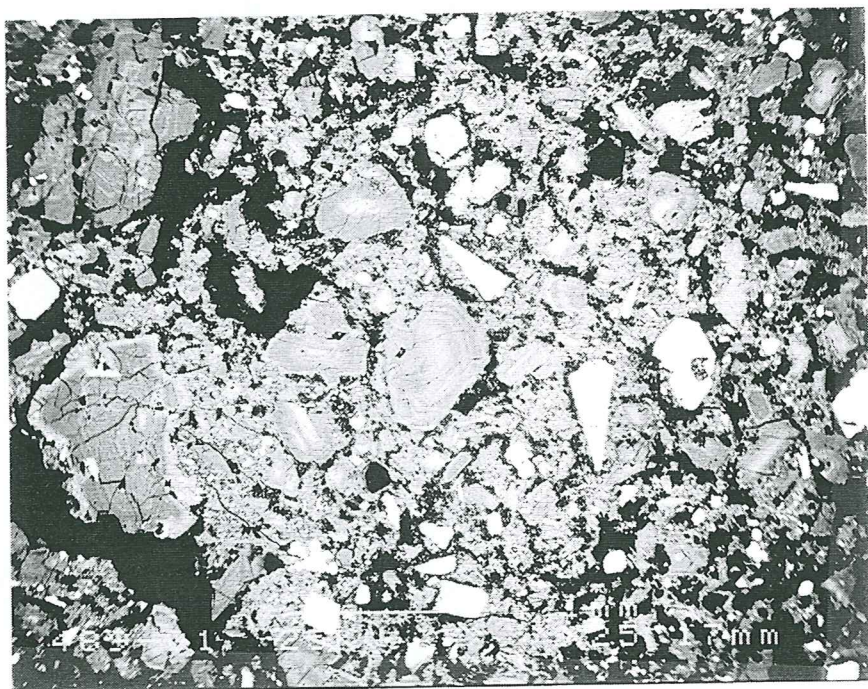
x 500





**Planche IV-3 : Texture de mésostase d'un fragment lithique de la déferlante de 1902**

x 25





**Planche IV-4 : Textures des mésostases de fragments vitreux de la déferlante de P1**

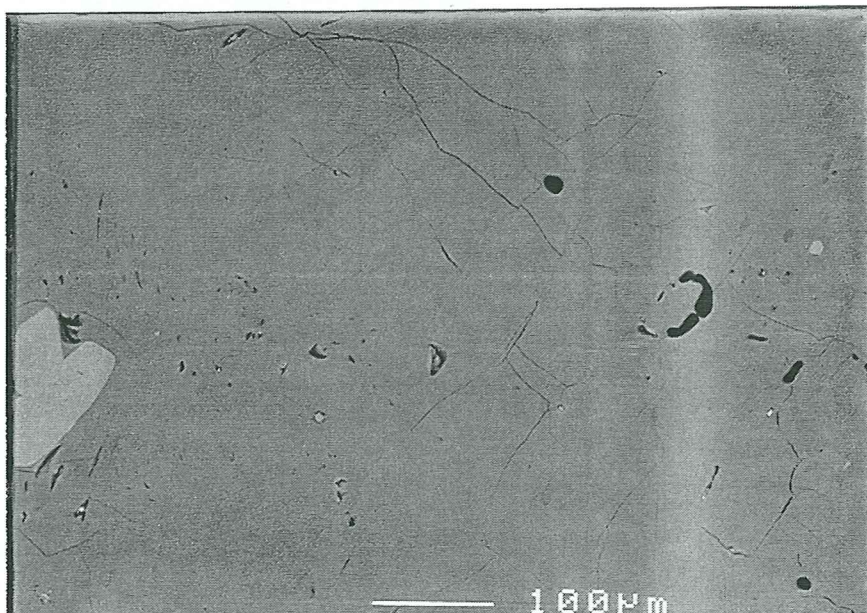
**A**

x 25



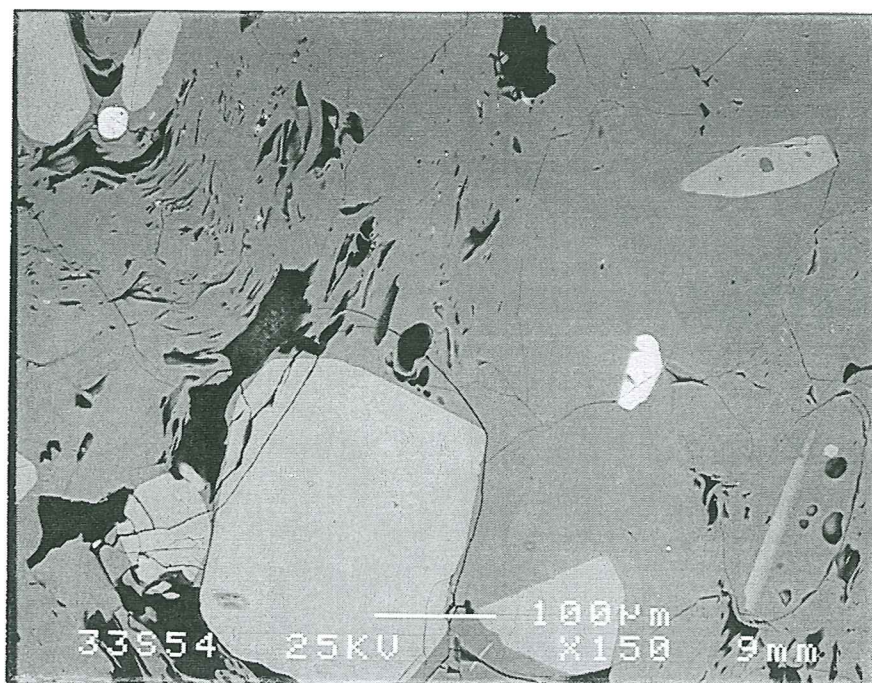
**B**

x 150



**C**

x 150

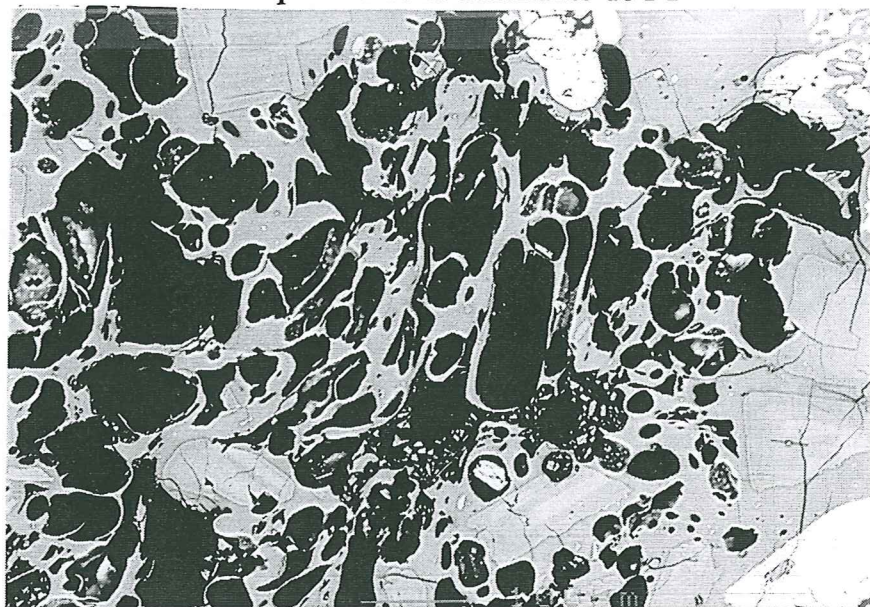




**Planche IV-5 : Textures des mésostases de ponces de la déferlante de P1**

**A**

x 25



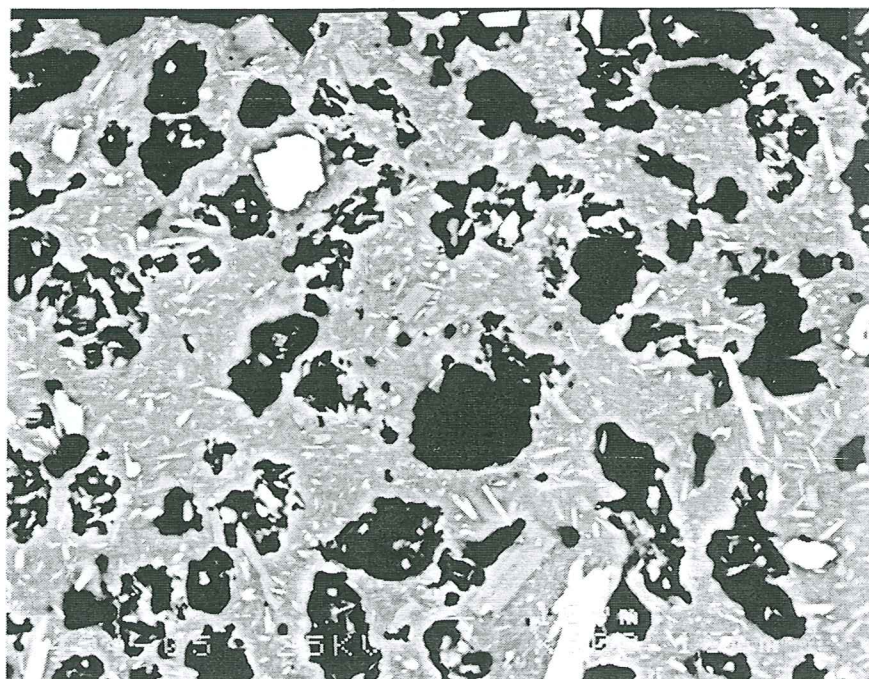
**B**

x 25



**C**

x 150

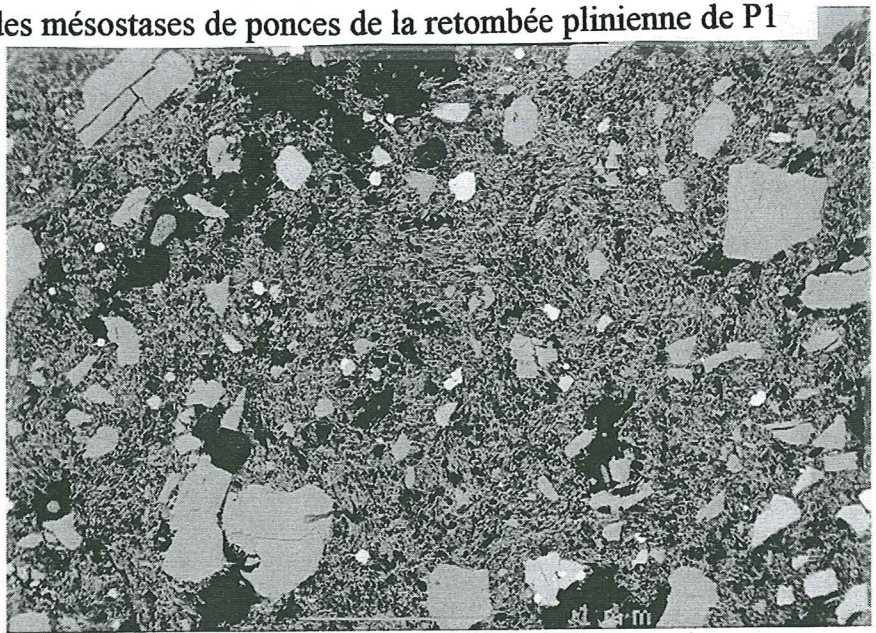




**Planche IV-6 : Textures des mésostases de ponces de la retombée plinienne de P1**

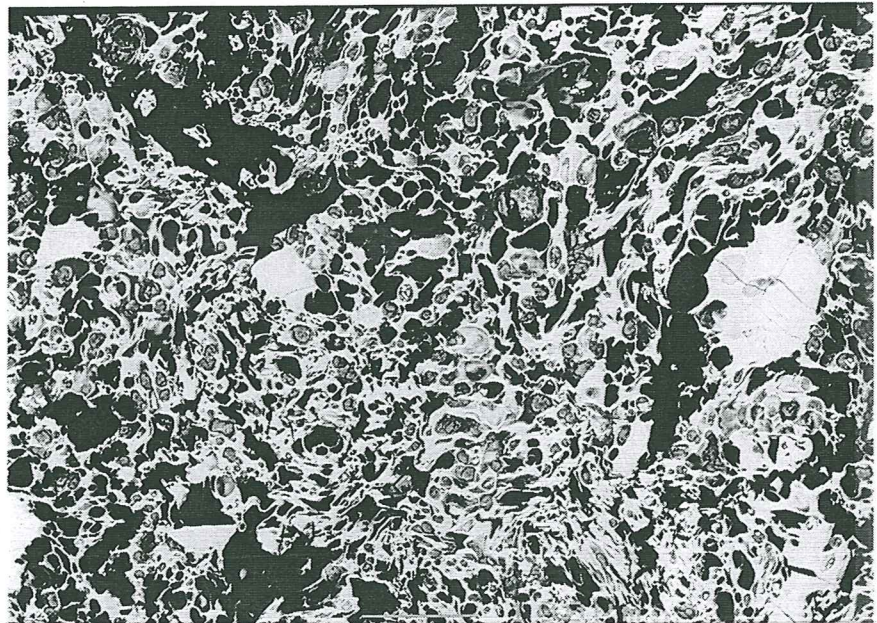
**A**

x 25



**B**

x 150



**C**

x 500

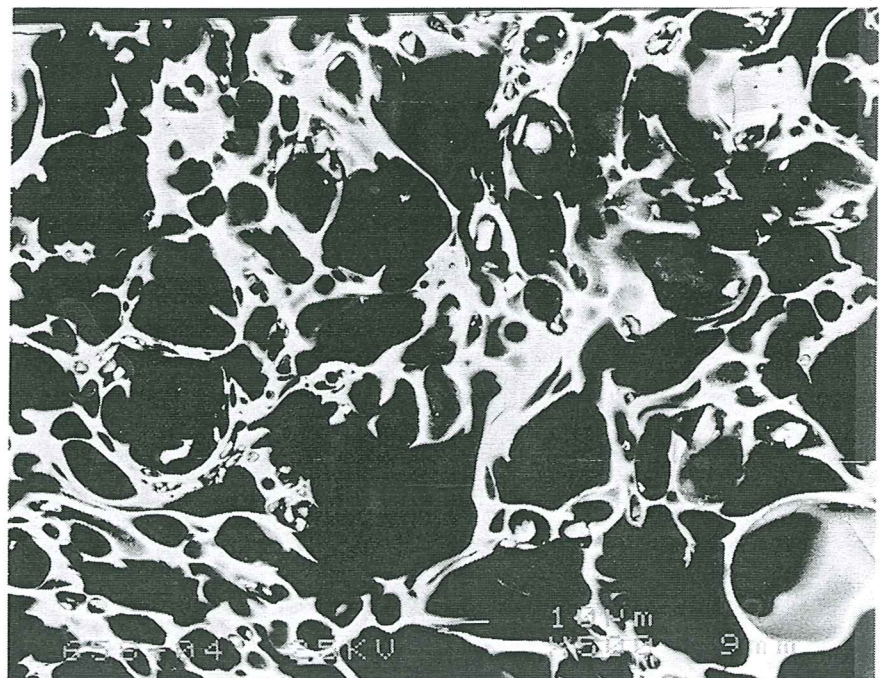




Planche IV-7 : Textures des mésostases de ponces de la coulée ponceuse de P1

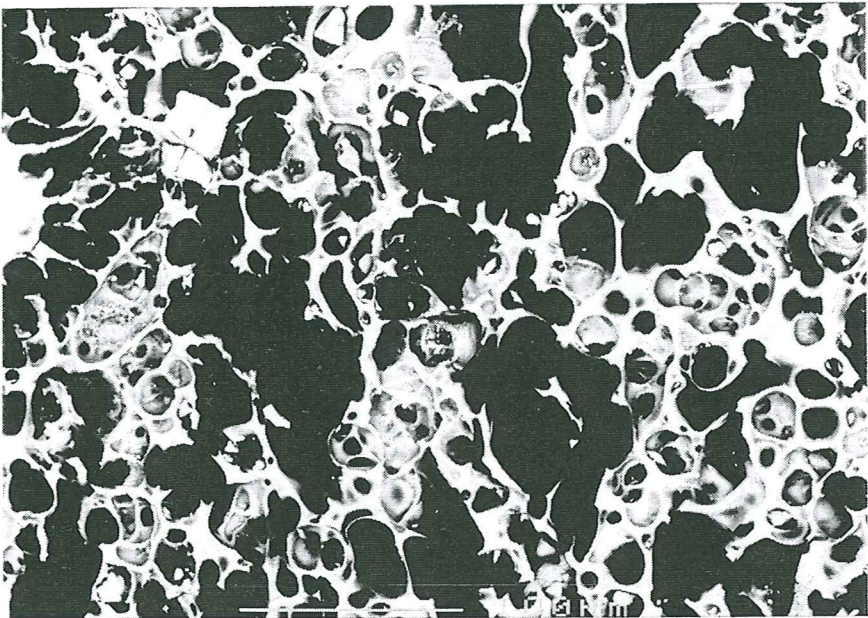
A

x 25



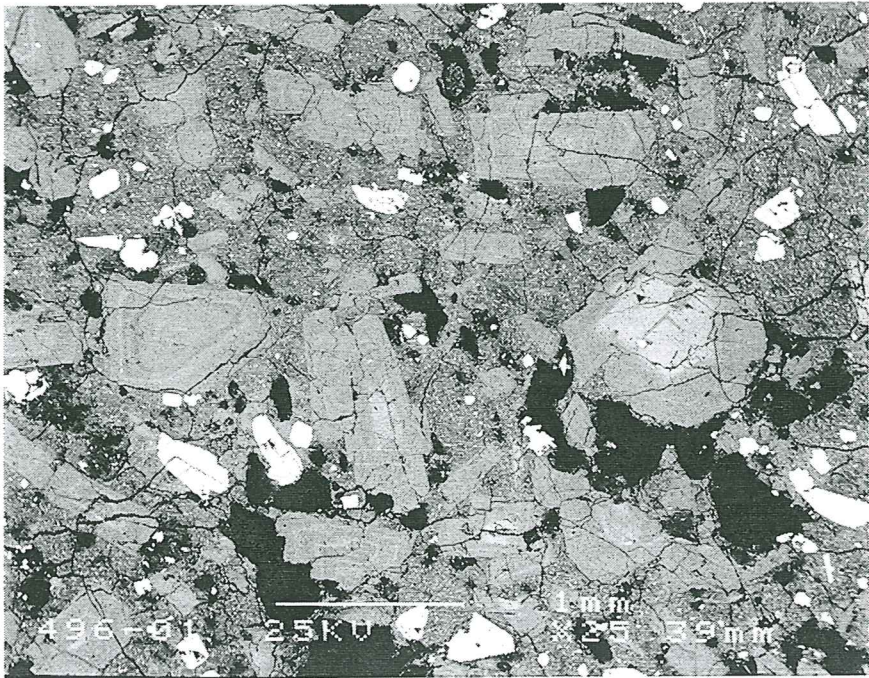
B

x 150



C

x 25





#### IV.2) c- Interprétations

Les caractéristiques morphologiques de la porosité en fonction des types éruptifs observés sont les suivantes :

- La variabilité des tailles de bulles est très importante dans toutes les séquences éruptives étudiées : les ponces ont des bulles de quelques  $\mu\text{m}$  à 1-2 mm ; les fragments lithiques ont également des bulles de quelques  $\mu\text{m}$  jusqu'à des pores de 1 mm. Les plus gros trous des fragments lithiques sont souvent le long ou autour des cristaux, suggérant que les cristaux sont un site favorable de vésiculation dans ce cas. Ceci suggère également que la nucléation des bulles dans les produits lithiques est plus difficile que dans les ponces.

- La forme de la porosité des fragments ponceux et lithiques est très différente : les ponces ont des bulles aux contours arrondis, suggérant qu'elles ont grossi dans un milieu relativement fluide, alors que les fragments lithiques ont une porosité anguleuse, suggérant une croissance dans un milieu plus visqueux. On peut cependant noter une différence de forme entre les bulles des ponces pliniennes de la retombée P1 et celles des mésostases holovitreuses de la déferlante P1 : ces dernières sont en moyenne beaucoup plus grosses, et ne constituent pas un réseau aussi dense que celui des ponces pliniennes.

- la répartition des bulles semble plus hétérogène dans les produits lithiques non vésiculés que dans les ponces.

- On observe également une fracturation de certains produits, comme les fragments lithiques, les ponces de la déferlante ou de la coulée de P1. Cette fracturation est beaucoup moins importante dans les ponces de la retombée plinienne, et limitée aux phénocristaux. Dans les fragments lithiques, les ponces de la déferlante ou de la coulée de P1, la fracturation recoupe en général les phénocristaux, le verre et les microlites, suggérant qu'elle représente un phénomène tardif. Cette fracturation témoigne de tensions mécaniques dans un milieu relativement visqueux, par conséquent, on peut penser que le refroidissement d'une ponce plinienne est plus rapide que celui d'un fragment lithique ou d'une ponce de la déferlante ou de la coulée de P1.

#### IV.3) VESICULARITES CALCULEES

Nous cherchons à comparer la porosité mesurée dans les produits pliniens avec celle calculée par les modèles.

Jaupart & Tait (1990) définissent la fraction volumique de gaz ( $\alpha$ ) d'un liquide selon l'équation suivante :

$$\alpha = \frac{1}{1 + \frac{\rho_g}{[x(P_i) - x(P_e)] * \rho_l}}$$

$P_i$  : pression initiale (en Pa)

$P_e$  : pression d'éruption (en Pa)

$x(P)$  : solubilité du gaz à la pression P

$\rho_g$  : densité du gaz à  $P_e$

$\rho_l$  : densité du liquide



D'après Burnham (1979), à 2 kb, 900°C, pour un verre rhyolitique ( $\rho_1 = 2.45$ ), la solubilité de l'eau est  $x(P_i) = 6 \%$ . Pour les mêmes conditions P, T et de composition du verre, nous déduisons de nos verres expérimentaux une solubilité de l'eau  $x(P_i) = 6.9 \%$ . Bien que nos données expérimentales soient en léger désaccord avec le modèle théorique de Burnham (1979), nous conserverons toutefois son modèle dans l'équation ci-dessus, en raison de sa généralité.

Nous ne pouvons appliquer l'équation précédente qu'aux produits naturels dont la teneur en eau du verre résiduel est représentative de celle existant à la fragmentation.

#### 1) Cas des ponces pliniennes P1

Connaissant la composition, les teneurs en eau initiale et finale des liquides magmatiques pliniens, nous calculons la fraction volumique de gaz (ou porosité) théorique calculée d'après l'équation ci-dessus. Le verre interstitiel des ponces de la retombée ou de la coulée de P1 contient  $\sim 2 \%$  d'eau (voir chapitre II, §II-5b), soit une pression de fragmentation calculée  $P_e = 280$  bar à 900°C. A partir des teneurs en eau dans la chambre magmatique  $x(P_i) = 6 \%$  à  $P_i = 2$  kb, la vésicularité calculée dans les ponces pliniennes de P1 est  $\alpha = 65 \%$ . Or la porosité mesurée dans ces ponces varie de 65 à 75 %, soit légèrement supérieure à la fraction volumique de gaz calculée. Les porosités mesurées, plus élevées que la porosité calculée sont expliquées par Thomas et al (1994) par une expansion des bulles post-fragmentation : une augmentation de  $\sim 15 \%$  de la vésicularité d'une rhyolite peut être atteinte en 1 seconde après la fragmentation (la variabilité de 65 à 75 % traduirait de petits laps de temps entre les trempes des verres).

La concordance des vésicularités mesurées et calculées suggère que les magmas pliniens subissent un stade de dégazage majeur, en "système fermé", témoignés par la porosité des produits.

#### 2) Cas des ponces de la déferlante P1

Nous calculons de la même manière que précédemment la porosité théorique des ponces de la déferlante de P1. Le verre interstitiel des ponces de la déferlante de P1 contient  $0.4 \pm 0.7 \%$  d'eau (voir chapitre II, §II-5b). La solubilité de l'eau à 1 bar à 900°C étant de 0.2 %, nous choisissons la gamme des teneurs en eau du verre interstitiel entre 0.2 et 1.1 % d'eau. La pression de fragmentation calculée à 900°C à partir de ces teneurs en eau est  $P_e = 1$  à 100 bar. A partir des teneurs en eau dans la chambre magmatique  $x(P_i) = 6 \%$  à  $P_i = 2$  kb, la vésicularité théorique calculée dans les ponces pliniennes de P1 est  $\alpha \sim 86$  à 100 %. Or la porosité mesurée dans ces ponces varie de 45 à 55 %. On peut donc supposer que ces ponces auraient subi un dégazage en "système ouvert", la porosité de l'échantillon traduisant le dernier stade de dégazage.

Calculons par conséquent la teneur en eau et la pression de fragmentation à l'issue de la dernière phase de dégazage. Cette pression sera minimale, car rien ne prouve qu'il ne reste pas dans la porosité totale de l'échantillon, une porosité héritée des stades de dégazages antérieurs. Supposons pour simplifier que la vésiculation ne continue pas après la fragmentation. La vésicularité observée est  $\alpha \sim 45-55 \%$  et la teneur en eau finale moyenne est de 0.4 %. La solubilité calculée d'après ce modèle à 900°C est  $x(P_i) = 0.5 \%$ , soit une pression d'exsolution initiale minimale pour ce dernier stade de dégazage  $P_i = 25$  bars. Ces résultats sont très dépendants de la teneur en eau finale utilisée dans le calcul.



### 3) Cas des fragments lithiques des produits des déferlantes péleennes

L'équation ci-dessus n'est pas directement applicable à ce type d'échantillon dont les teneurs en eau des verres interstitiels ne sont pas déterminables (mésostases complètement microlitisées). Néanmoins, supposons pour le calcul que ces teneurs soient inférieures à 1 % d'eau (basé sur celles des produits lithiques vitreux de la déferlante de P1), soit une pression de fragmentation  $P_e = 1$  à 85 bar. Il est évident que comme dans le cas précédent, ces produits ont dû subir un dégazage en "système ouvert". Nous appliquerons donc l'équation ci-dessus pour déterminer la solubilité de l'eau à la pression initiale  $P_i$ , calculée à partir des données suivantes : une porosité de ~25 % et une teneur en eau du verre résiduel jusqu'à 1 %. La solubilité maximale calculée est  $x(P_i) = 1.2$  %, à  $P_i = 116$  bar. Ce résultat suggère que le dernier stade de dégazage, traduit par une porosité totale maximale de ~25 % (peut-être moins s'il reste une porosité héritée des stades de dégazages antérieurs), a débuté très haut dans le conduit ou dans le dôme pré-existant, à des pressions minimales de ~116 bars.

Un des points critiques de ce modèle, établi pour les ponces des éruptions pliniennes, est de savoir s'il est réellement applicable aux fragments lithiques des éruptions péleennes, c'est à dire à des fragmentations supposées à de faibles pressions. D'autre part, le modèle calcule, pour les produits lithiques des éruptions péleennes, une pression de fragmentation inférieure à 100 bar. Le problème est de savoir si une fragmentation à si basse pression peut exister dans les volcans. Ceci constituera un des points importants des expériences de dégazage.

Un second point critique de ce modèle est qu'il considère un processus de vésiculation "à l'équilibre", sans tenir compte des facteurs cinétiques du mécanisme de vésiculation, et de la possibilité de "retard" à la vésiculation pour des vitesses rapides de remontée des magmas. Néanmoins, la relation entre la teneur en eau résiduelle du verre et la porosité de l'échantillon suggère que la fragmentation des ponces de la retombée plinienne P1 s'initie au moins ~200 bars plus bas que celle des ponces de la déferlante de P1. Dans l'hypothèse d'une vésiculation "à l'équilibre", ceci suppose que les verres des ponces de la déferlante de P1 ont déjà fortement dégazé (perte en eau de 5-6 à ~0.5 %), et en plusieurs étapes.

## IV.4) CONCLUSIONS A L'ETUDE DES VESICULARITES

- Chaque type éruptif étudié a une porosité particulière sur le plan quantitatif (unimodalité ou bimodalité des courbes des histogrammes de fréquence, largeur de ces modes, nombre d'échantillons par mode) et sur le plan qualitatif (taille et forme des bulles, importance de la fracturation) témoignant de modalités de vésiculation différentes:

- \* les ponces de la retombée P1 ont une porosité totale homogène, mais une distribution de la taille des bulles (estimée d'après les observations) très large. Les ponces de la déferlante de P1 sont texturalement et génétiquement différenciables des ponces de la retombée P1 : elles sont moins poreuses (de ~10 %) et ont des teneurs en eau dans le verre résiduel plus faibles (de ~1 %), leur conférant une origine de fragmentation vraisemblablement plus haute, à partir d'un magma relativement dégazé.

- \* les produits lithiques péleens ont des porosités totales, une distribution de taille et une répartition des bulles très variables. Cette hétérogénéité de la répartition des tailles des bulles à l'échelle microscopique, et l'hétérogénéité des porosités totales (avec éventuellement deux modes distincts, ex: déferlante de P1) à l'échelle macroscopique traduit une hétérogénéité de nucléation et probablement de répartition de l'eau dans les verres des produits péleens (selon l'hypothèse de Hoblitt & Harmon, 1993).



## IV.5) EXPERIENCES DE VESICULATION/DEGAZAGE/FRAGMENTATION

Ces expériences ont pour objectif de tester les hypothèses proposées au cours de l'étude sur la vésiculation, les modalités de dégazage et les caractéristiques de la fragmentation des magmas pliniens et péléens. De ce programme de grande ampleur, nous présenterons dans ce chapitre les premiers résultats.

Nous déterminerons précisément l'objectif de ces expériences, le protocole expérimental et les résultats obtenus. Précisons déjà que ces expériences sont tout à fait préliminaires.

### IV.5) a- Objectif des expériences

Les teneurs en eau pré-éruptives des magmas péléens et pliniens, considérées identiques (chapitre III-3c), sont très différentes des teneurs en eau des verres résiduels (chapitre II-5b), témoignant de l'importance du dégazage. Les caractéristiques de la porosité (§ précédents) montrent que les modalités de vésiculation (conditions de nucléation, facteurs influençant la croissance des bulles) et de dégazage (teneurs en eau impliquées, profondeur du processus) des différents produits sont variables en fonction du type éruptif considéré : par exemple, la porosité des ponces traduit une vésiculation dans des conditions de relative fluidité du liquide magmatique, et celle des produits lithiques étudiés précédemment suggère une nucléation difficile et une vésiculation sous contrainte dans un liquide magmatique relativement visqueux.

Le paramètre important suggéré par les observations précédentes (forme des bulles, teneurs en eau des verres interstitiels, traces de fracturations dans un milieu relativement rigide) est la viscosité. Quel est l'effet de la viscosité du magma sur les processus de vésiculation et de dégazage ?

- Dans le cas d'un magma plinien, le liquide riche en eau est suffisamment peu visqueux pour permettre une croissance sans contraintes des bulles, jusqu'à des rapports volumiques calculés de bulles/liquide de 3 à 5 (Sparks, 1978), ou des porosités mesurées de ~65-70 %. De manière générale, la croissance des bulles est générée par diffusion de l'eau dissoute dans le liquide, intervenant en réponse à la décompression due à la montée du magma. Quelques travaux expérimentaux relativement récents (Hurwitz & Navon, 1994) ont abordé les mécanismes de vésiculation des magmas silicatés riches en eau.

- Pour le cas d'un magma péleen, il existe peu de modèles théoriques de croissance des bulles dans des liquides peu riches en eau. Les données des roches naturelles suggèrent que le liquide est trop visqueux pour permettre la nucléation et une croissance suffisante des bulles. Il n'existe pas, à notre connaissance, de travaux expérimentaux portant sur les mécanismes de vésiculation des magmas peu riches en eau.

Nous proposons par conséquent une simulation de la vésiculation et du dégazage des produits pliniens et péléens au cours de la remontée des magmas, en fonction de la viscosité (donc des teneurs en eau) du liquide magmatique.

Le dernier mécanisme que nous aimerions simuler est la fragmentation :

- les causes de fragmentation d'un magma plinien ont été abordées par Sparks (1978) : les bulles grossissent jusqu'à un rapport de bulles/liquide de ~3-5. Mais cette vésiculation appauvrit le liquide en eau, ayant pour effet d'en augmenter la viscosité. Les bulles ne peuvent alors plus s'expanser (mais peuvent éventuellement coalescer), alors que la diffusion de l'eau dissoute du liquide continue : la pression interne de la bulle augmente, jusqu'à provoquer la rupture de ses parois.



- La fragmentation des magmas péléens, illustrée par la déferlante du 8 mai 1902 n'est pas précisément expliquée. La théorie précédente applicable aux magmas pliniens implique un magma riche en eau, une vésiculation et une croissance des bulles. Le magma péleen est supposé dégazé et la croissance des bulles dans le liquide serait relativement difficile. Nous voulons expliquer le cas du 8 mai 1902, sans intervention apparente de décompressions extrinsèques au magma, comme l'effondrement d'une partie du flanc du volcan (cas du Mont St. Helens, USA). Le magma était en surface et largement dégazé. Une hypothèse de travail serait que, dans le cas de faibles teneurs en eau (de l'ordre de 1 %) dans le liquide magmatique, le processus de vésiculation se traduit par la formation de petites bulles qui ne peuvent pas croître et dont la pression interne augmenterait jusqu'à une fragmentation très explosive en conditions de subsurface.

#### IV.5) b- Choix des produits de départ et protocole expérimental

##### **\* Produits de départ**

Les deux produits de départ doivent représenter les conditions anté-vésiculation et -fragmentation respectivement pour les types plinien et péleen. Dans le cas péleen, les conditions imposées seront celles du dernier stade de dégazage (voir § IV-3) :

- les verres des produits pliniens seront de composition rhyolitique et la teneur en eau pré-éruptive du magma choisie est de ~6 %.
- les verres des produits péléens, de même composition, auront des teneurs en eau de 1 % (teneur déduite des fragments lithiques à mésostase vitreuse de la déferlante de P1).

Les deux échantillons de départ, introduits dans des capsules en Au soudées aux deux extrémités, sont donc les suivants :

1) l'échantillon plinien est le verre interstitiel de la retombée de P1 (composition donnée au chapitre II-5a) déshydraté puis réhydraté à ~6 % d'eau. Le produit introduit dans les capsules est un fragment de verre. Sa teneur en eau réelle a été mesurée par spectroscopie infrarouge (figure IV-2B) et par déficience des analyses à la microsonde (figure IV-3) ; sur cette dernière figure, les teneurs en eau moyennes des échantillons est de  $6.4 \pm 0.5$  %, alors que la teneur mesurée par spectroscopie infrarouge est légèrement inférieure :  $5.7 \pm 0.2$  %. Les expériences réalisées à partir de ce matériel de départ seront par la suite appelées : "cas plinien".

2) l'échantillon péleen est le verre interstitiel de la retombée de P1 (composition donnée au chapitre II-5a) déshydraté puis réhydraté à 1 % d'eau. Le produit introduit dans les capsules est un fragment de verre. Sa teneur en eau a été mesurée par spectroscopie infrarouge (figure IV-2A) et par déficience des analyses à la microsonde (figure IV-3) ; sur cette dernière figure, la teneur en eau moyenne des échantillons est de  $1.1 \pm 0.6$  %, mais la dispersion est importante, entre ~0.5 et 2.5 %. La teneur mesurée par spectroscopie infrarouge est inférieure :  $0.9 \pm 0.2$  %. Les expériences réalisées à partir de ce matériel de départ seront par la suite appelées : "cas péleen".

##### **\* Protocole expérimental**

Les expériences sont des expériences de décompression contrôlées. Deux séries ont été réalisées : l'une à partir du verre contenant ~6 % d'eau, l'autre à partir du verre contenant ~1 % d'eau. Elles sont effectuées dans un autoclave à chauffage interne (le



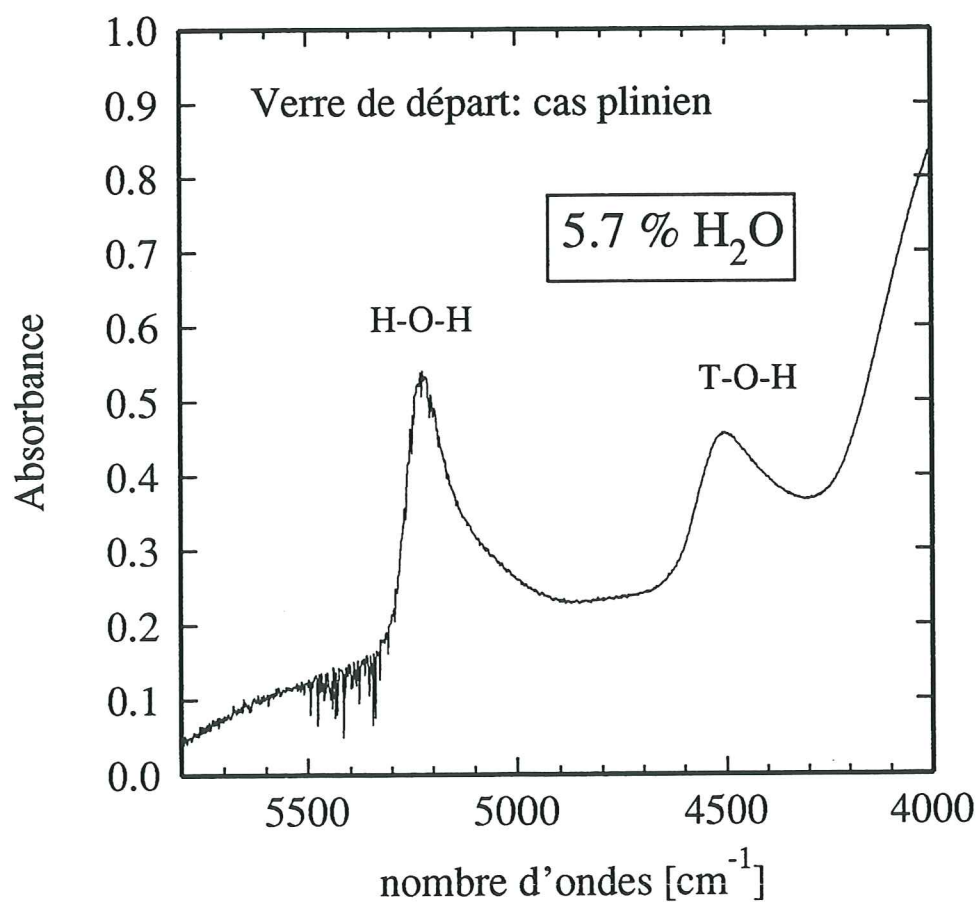
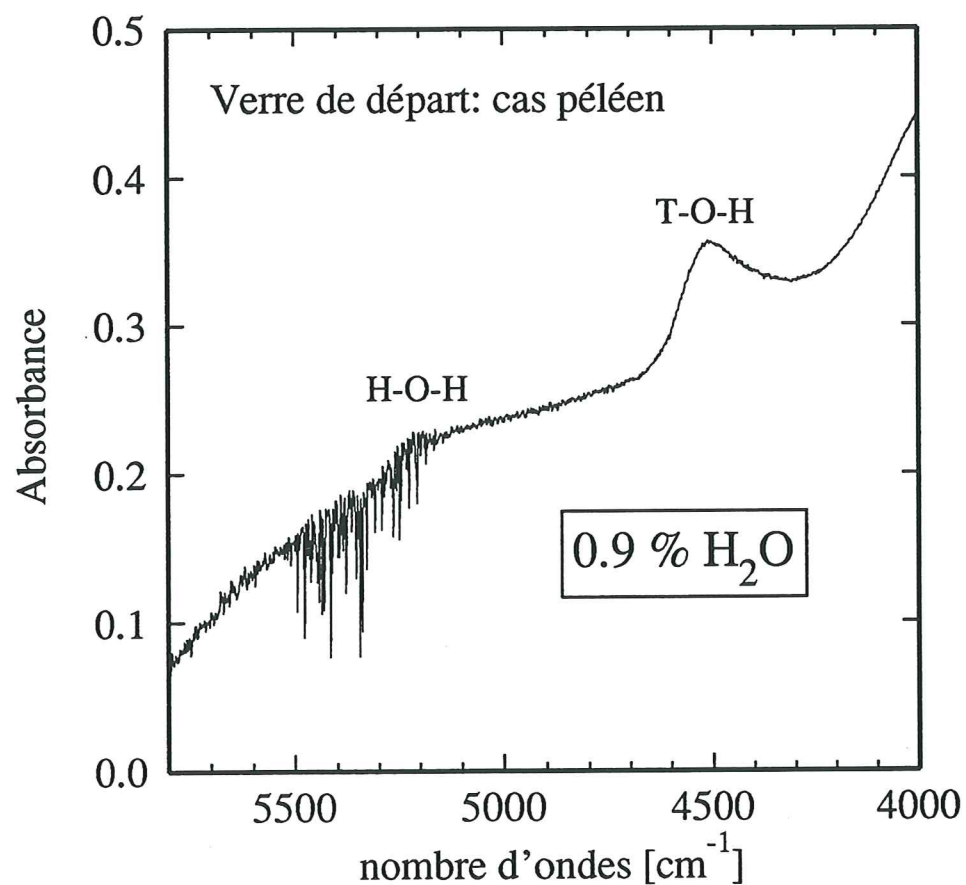
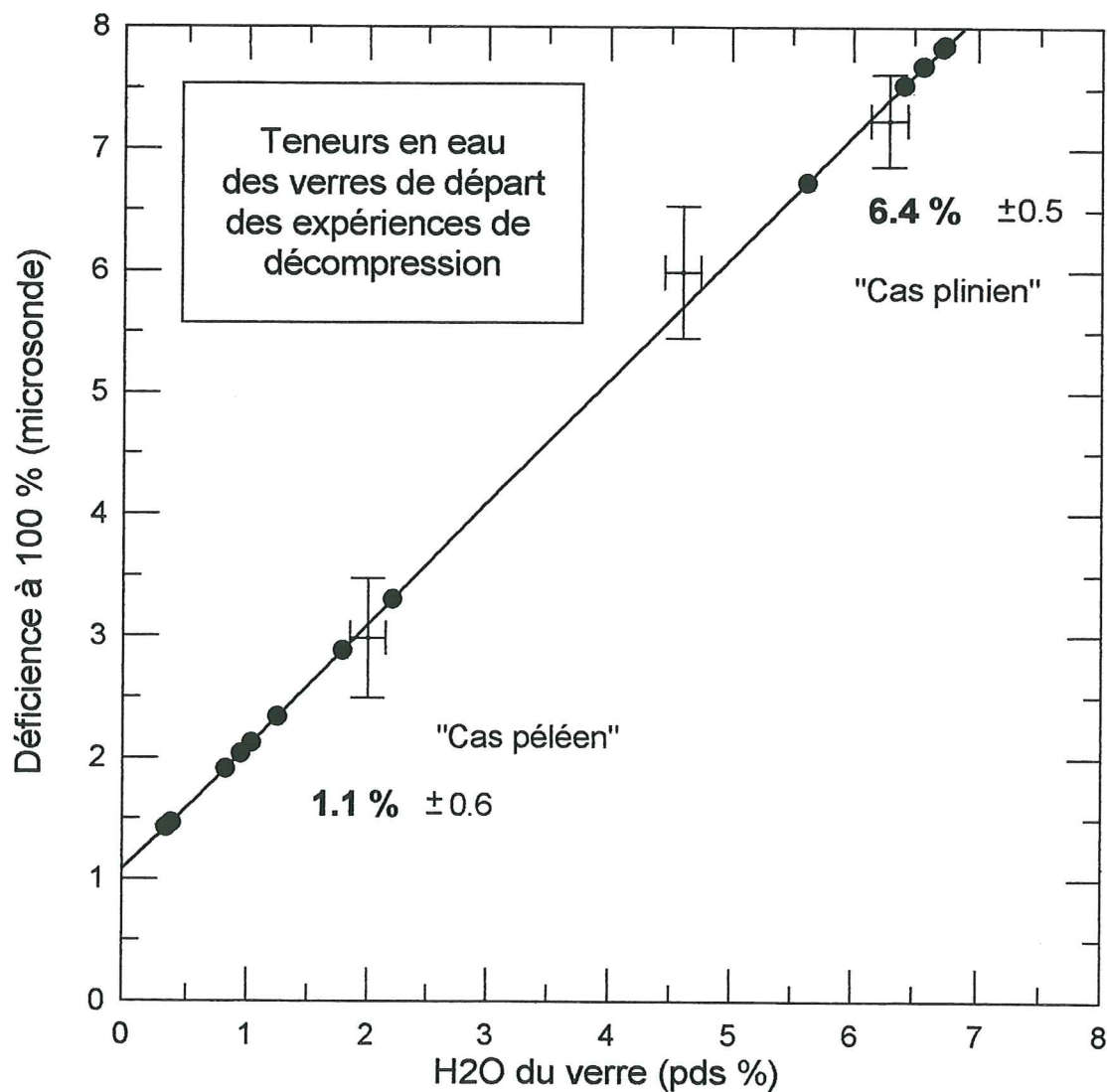


Figure IV-2: Spectres infrarouges des verres de départ des expériences de décompression



**Figure IV-3 :** Teneurs en eau des verres de départ des expériences de décompression, mesurées par défiance à 100 % des analyses à la microsonde



même que pour les expériences de détermination des équilibres de phases, voir chapitre III-2a), aux conditions de  $fO_2$  intrinsèques de l'autoclave (soit  $\sim NNO+2$  à 2 kb).

Les 2 séries d'expériences ont été réalisées à 900°C, et pour des taux moyens de décompression isotherme de 10 bar/h, simulant une vitesse approximative et moyenne de montée du magma dans le conduit de  $\sim 1$  cm/s. Les pressions initiales choisies sont différentes pour les 2 séries d'expérience, l'eau ne devant pas s'exsoler avant le début de la décompression. Nous avons donc calculé, d'après le modèle de Burnham (1979), les pressions d'exsolution de l'eau de nos verres rhyolitiques, à 900°C, et pour les teneurs en eau mesurées les plus élevées : soit 6.5 % pour le cas plinien et 2.5 % pour le cas péleén. Les pressions calculées pour ces solubilités sont respectivement d'environ 2400 bar et 300 bar. En conséquence, nous avons adopté pour le cas plinien une pression initiale de 2500 bar, et pour le cas péleén, une pression initiale de 500 bar. En fin du cycle de décompression, les échantillons subissent une trempe rapide (système décrit au chapitre III), afin de s'affranchir des problèmes rencontrés pour les verres des expériences des équilibres de phases (voir chapitre III-2b), et de s'assurer que les textures obtenues sont figées. Pour chaque série d'expérience, un cycle de décompression se termine à une pression finale inférieure à la pression de fragmentation calculée (d'après les teneurs en eau des verres interstitiels).

Les figures IV-4 et IV-5 montrent les conditions de décompressions réalisées pour les produits pliniens et péléens. Le principe des expériences est résumé sur les figures IV-6 et IV-7.

#### IV-5) c- Résultats des expériences

Les différents produits ont été étudiés au microscope optique : figure IV-8A/D pour les cas pliniens et figure IV-9A/D pour les cas péléens. Les teneurs en eau des verres ont été mesurées par la déficience à 100 % de l'analyse à la microsonde électronique (calibrée par les verres standards, voir méthodologie au chapitre II-5b). Les compositions des verres sont reportées dans le tableau IV-1 ; les teneurs en eau des verres déduites de la déficience à 100 % des analyses à la microsonde sont reportées sur la figure IV-10.

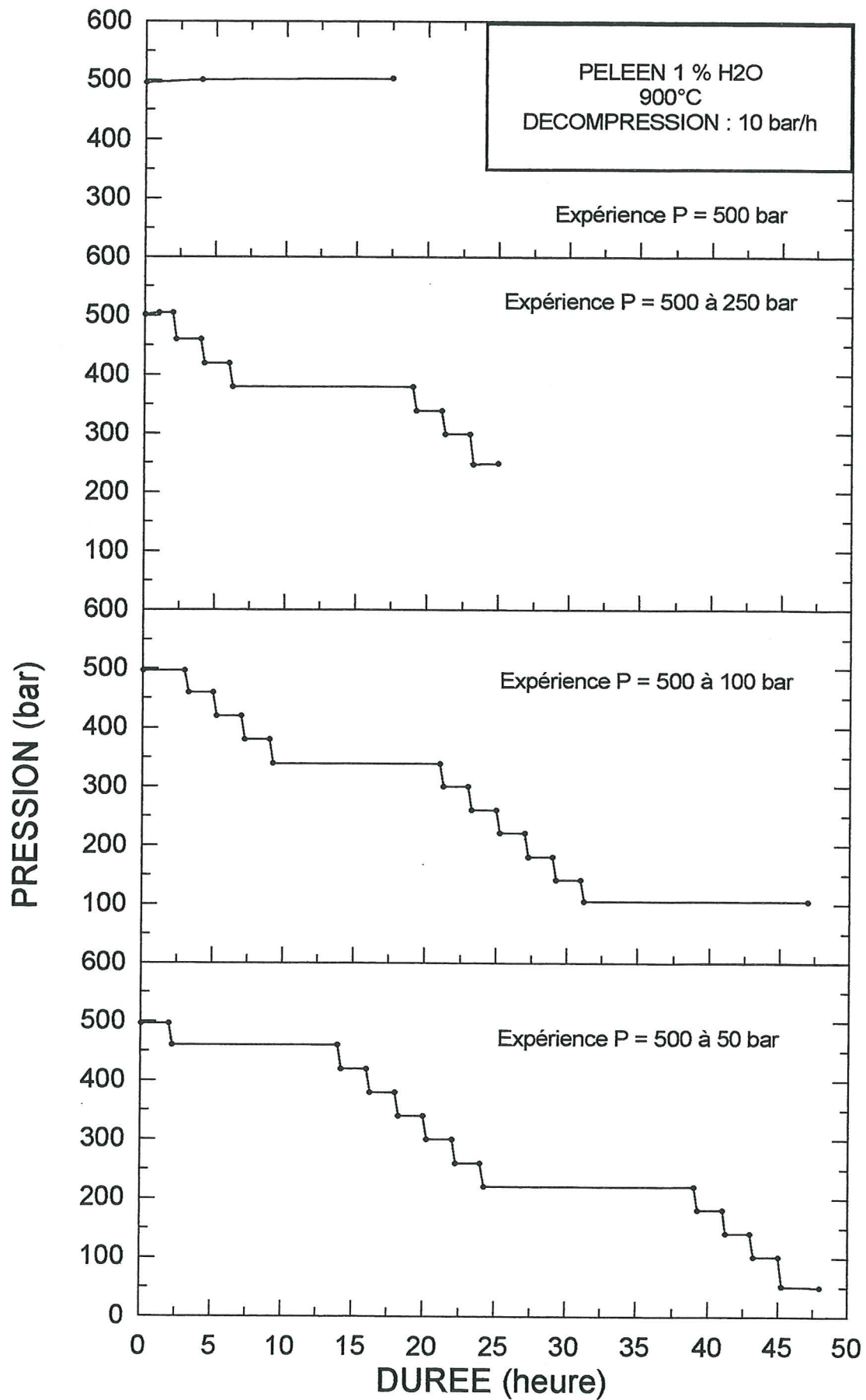
##### 1) Cas plinien (teneurs en eau après expériences reportées sur la figure IV-10B)

\* L'échantillon de l'expérience de référence réalisée à 2500 bar, est très peu, mais néanmoins vésiculé. Les tailles des bulles observées sont inférieures à  $\sim 10$   $\mu m$ . Il contient des cristaux de plagioclases de compositions  $An_{55-56}$ , et quelques magnétites. La teneur en eau du verre est de  $4.4 \pm 0.5$  %. Cette différence de teneur en eau, par rapport aux 6 % escomptés, semble être due à une fuite de l'eau au travers de la capsule au cours de l'expérience.

\* L'échantillon de l'expérience P = 2500 à 1000 bar est légèrement plus vésiculé que le précédent. Les bulles sont petites et rondes, de taille  $\sim 50$   $\mu m$ . L'échantillon contient également des cristaux de plagioclases de composition  $An_{51-56}$  et des magnétites. Sa teneur en eau est de  $3.8 \pm 0.2$  %.

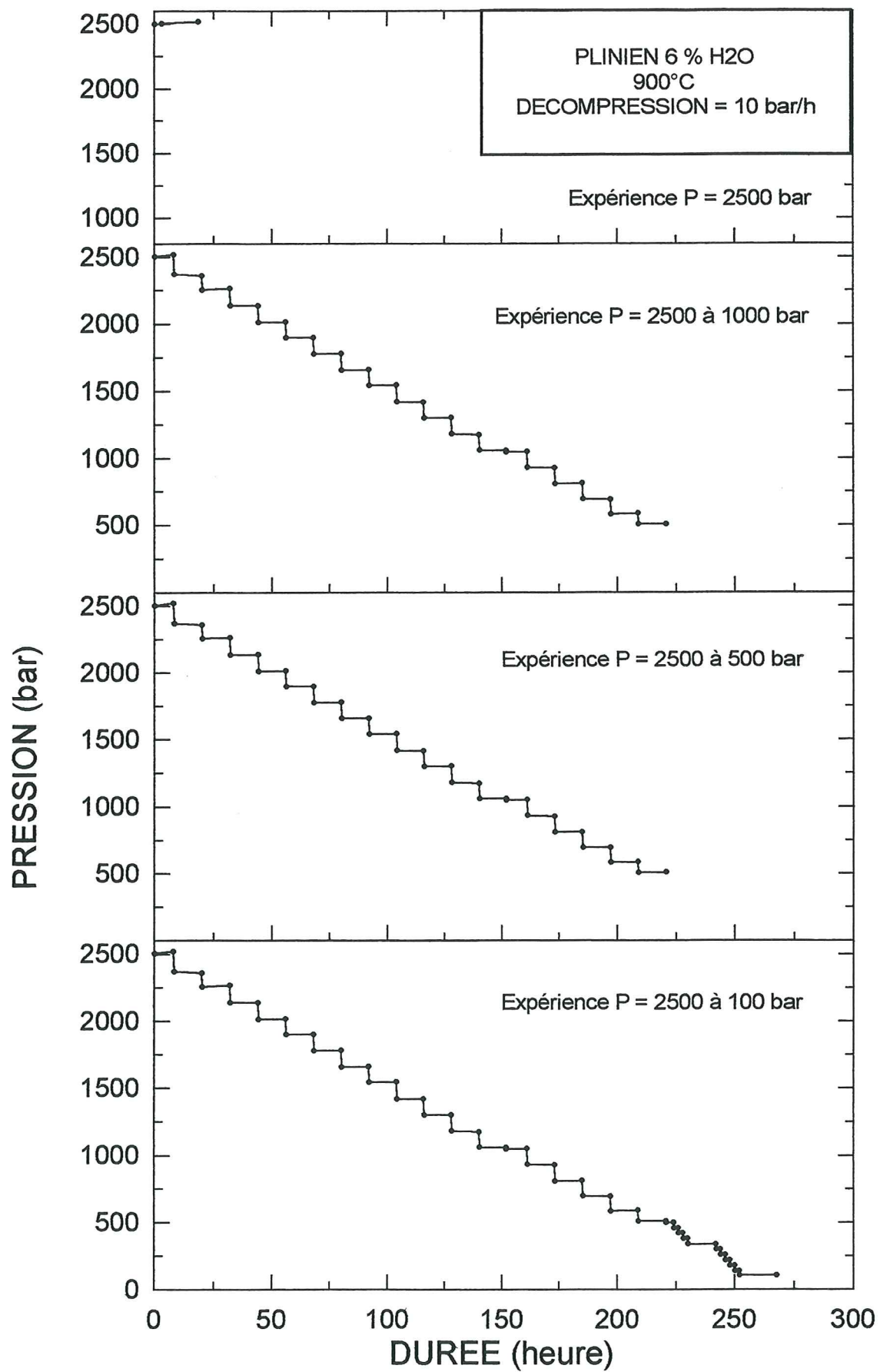
\* L'échantillon de l'expérience P = 2500 à 500 bar est beaucoup plus vésiculé que les précédents : des pores plus gros, environ 500  $\mu m$ , coalescés, et aux formes relativement rectangulaires. Ces contours rectangulaires sont en partie dus au fait que les bulles suivent les cristaux de plagioclases, de composition  $An_{57-59}$ . Le verre contient  $2.5 \pm 0.3$  % d'eau.

\* L'échantillon de l'expérience P = 2500 à 100 bar est très vésiculé. En plus des grosses bulles coalescées observées sur l'échantillon précédent, il apparaît une population



**Figure IV-4 :** Conditions expérimentales de décompression des expériences : cas péleén





**Figure IV-5 :** Conditions expérimentales de décompression des expériences : cas plinien

# EXPERIENCES DE VESICULATION-DEGAZAGE-FRAGMENTATION

## I- PRODUIT PLINIEN

Décompression isotherme à 900°C  
Taux de décompression ~ 10 bar/h

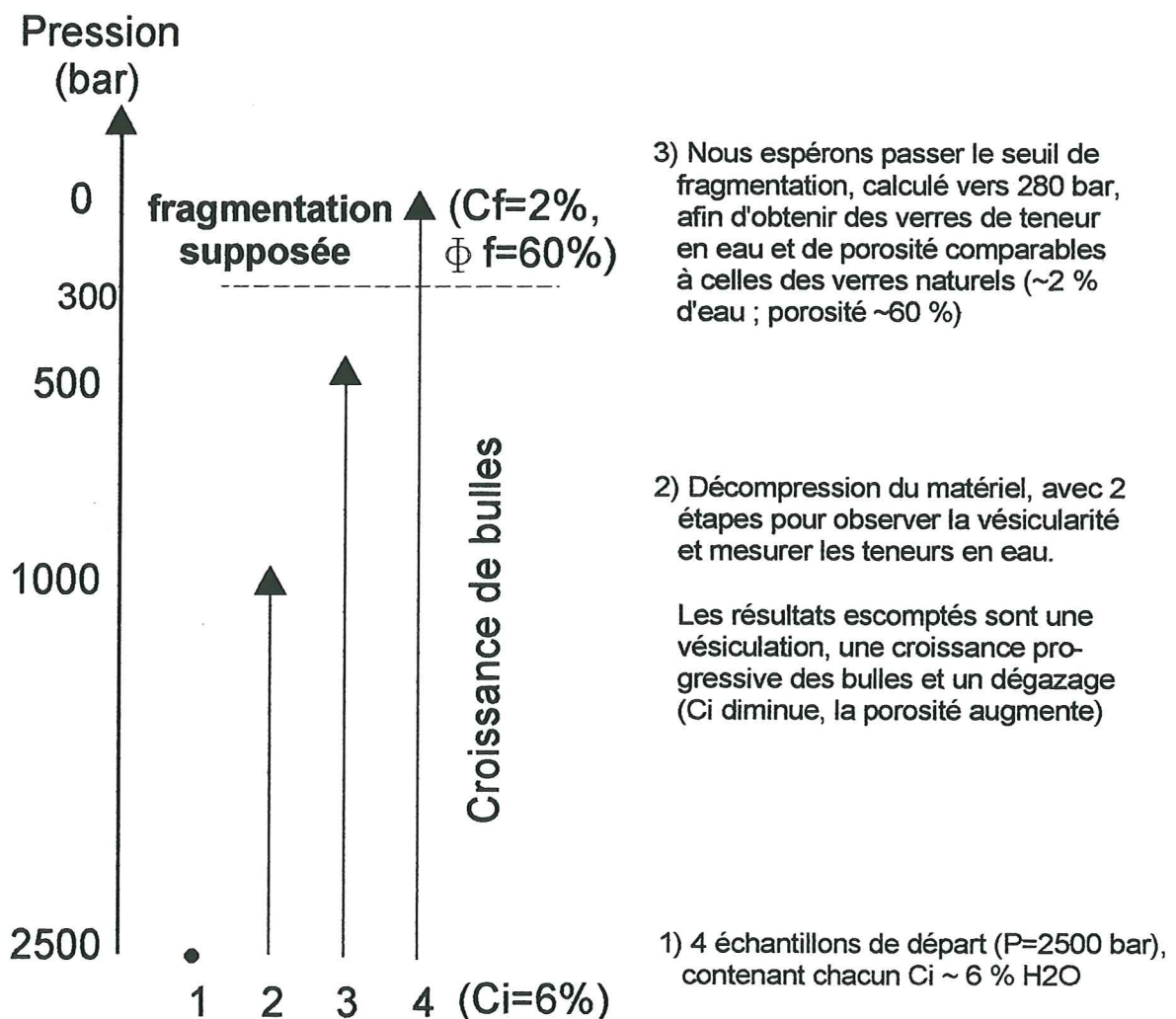
\* Produit plinien de départ = verre interstitiel (sans cristaux)  
de ponce de la retombée plinienne, contenant ~6 % H<sub>2</sub>O.

\* 1, 2, 3, 4 = n° des expériences

C<sub>i</sub> = concentration initiale en eau dissoute dans le liquide silicaté

C<sub>f</sub> = concentration finale en eau dissoute dans le liquide silicaté après la fragmentation

Φ f = porosité après la fragmentation



**Figure IV-6 :** Résumé schématique des expériences de décompression réalisées : cas plinien



# EXPERIENCES DE VESICULATION-DEGAZAGE-FRAGMENTATION

## II- PRODUIT PELEEN

Décompression isotherme à 900°C

Taux de décompression ~ 10 bar/h

\* Produit péleén de départ = verre (sans microlites)  
de la retombée plinienne P1, contenant 1 % H<sub>2</sub>O.

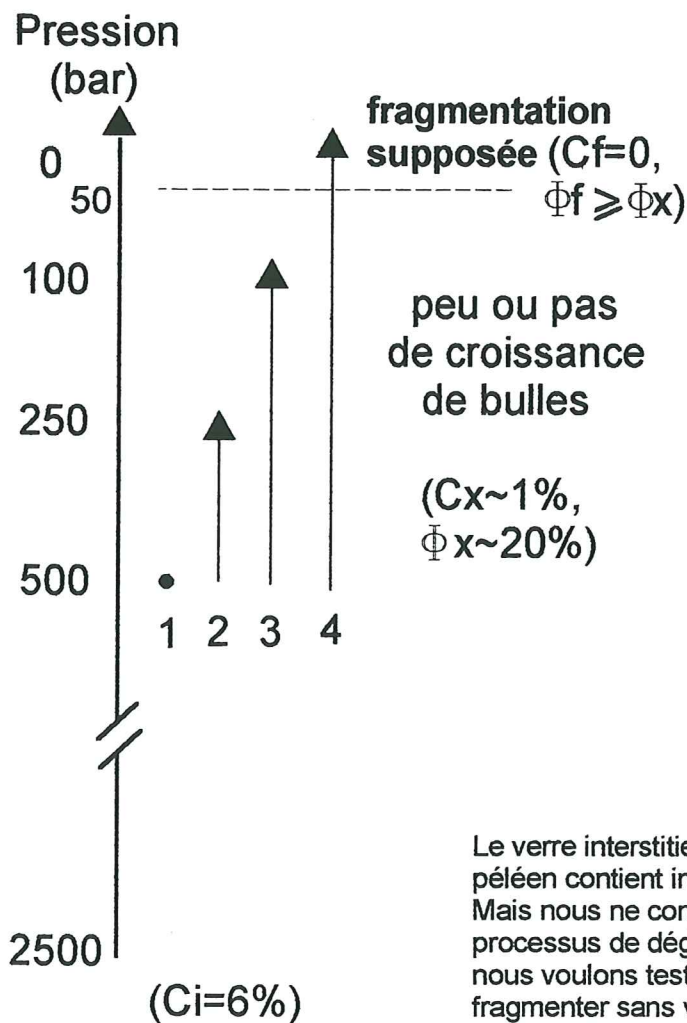
\* 1, 2, 3, 4 = n° des expériences

C<sub>i</sub> = concentration initiale en eau dissoute dans le liquide silicaté

C<sub>x</sub> = concentration en eau dissoute dans le liquide silicaté à P=500 bar

C<sub>f</sub> = concentration finale en eau dissoute dans le liquide silicaté après la fragmentation

Φ<sub>f</sub> = porosité après la fragmentation / Φ<sub>x</sub> = porosité à P = 500 bar



3) Nous espérons passer le seuil de fragmentation, supposé très superficiel, et obtenir des produits de teneur en eau et de porosité comparables à celles des produits naturels ( $C_f=0$ , porosité ~25 %)

2) Décompression du matériel, avec 2 étapes pour observer la vésicularité et mesurer les teneurs en eau du verre

Les résultats attendus sont une nucléation difficile et une absence ou une très faible croissance des bulles (liquide visqueux) ; C<sub>x</sub> diminue légèrement, et la porosité augmente très peu.

1) 4 échantillons de départ (P = 500 bar), contenant chacun ~ 1 % H<sub>2</sub>O.

Bien que cet échantillon ait une porosité héritée de la dernière phase de dégazage (perte en eau de 6 à 1 % H<sub>2</sub>O) environ égale à 20 %, nos verres de départ ne seront pas poreux.

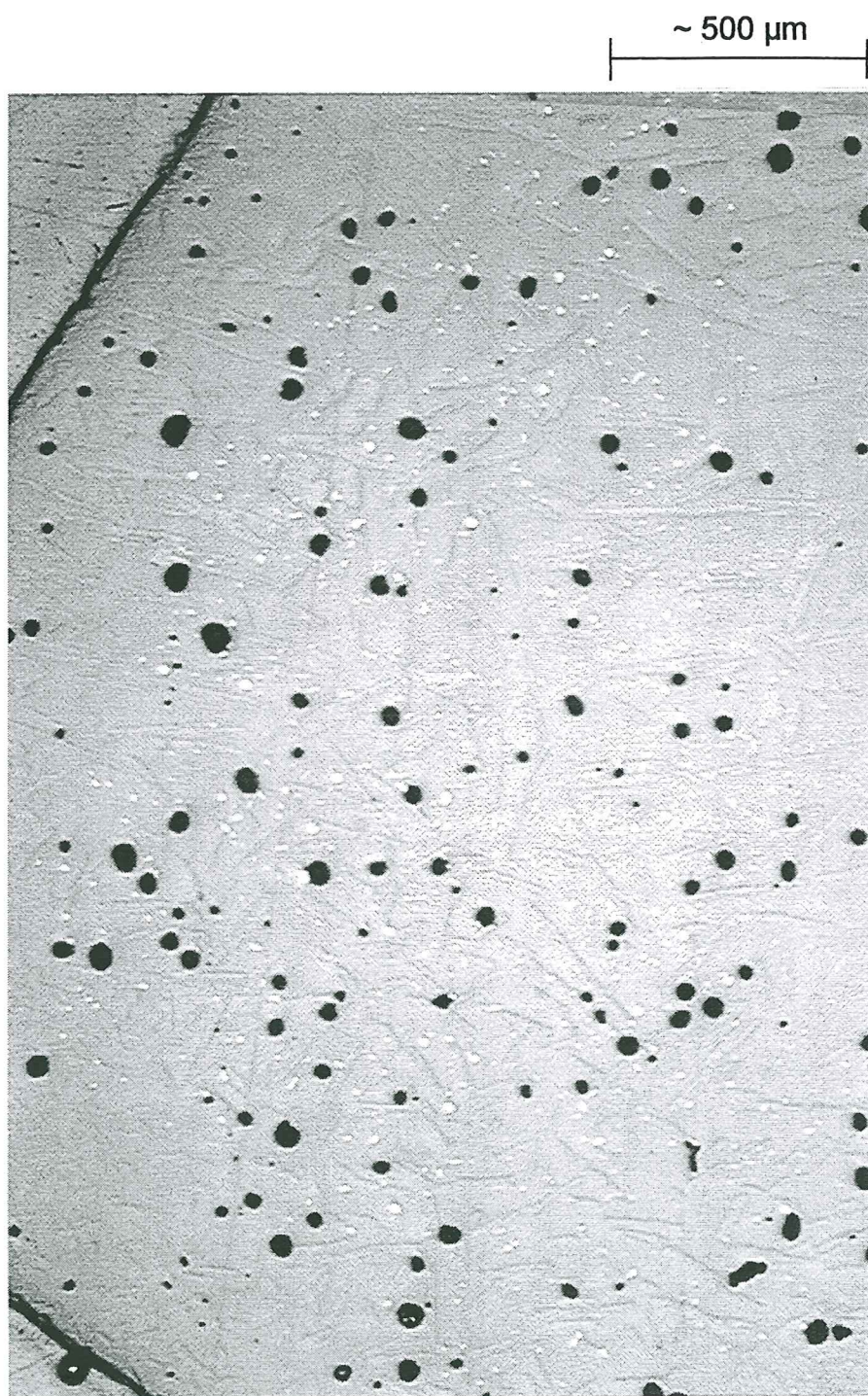
Le verre interstitiel d'un fragment péleén contient initialement ~6 % H<sub>2</sub>O. Mais nous ne considérerons pas les processus de dégazage en profondeur ; nous voulons tester sa capacité à fragmenter sans vésiculation importante.

**Figure IV-7 :** Résumé schématique des expériences de décompression réalisées : cas péleén



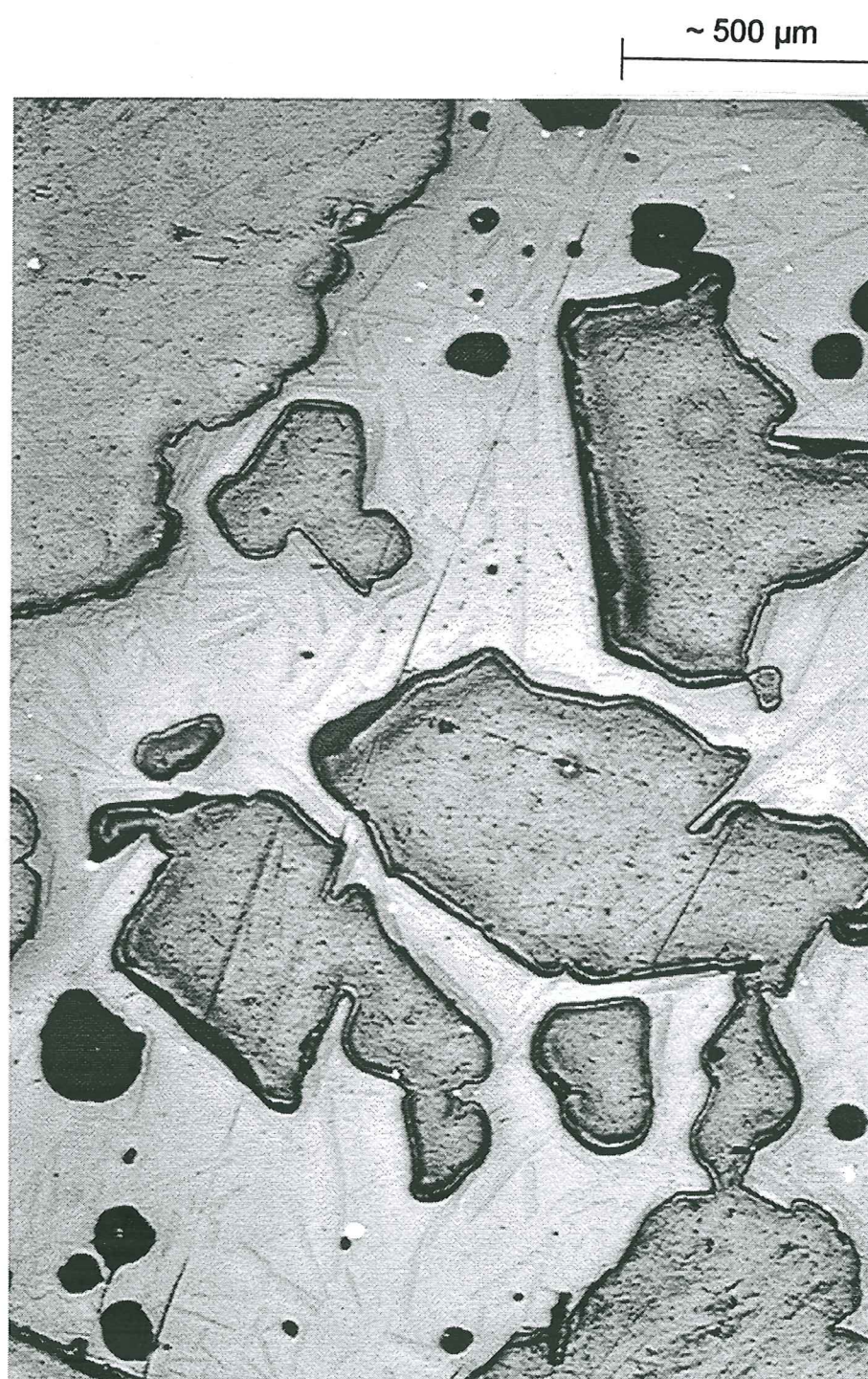
**Figure IV-8A :** Photo du verre des expériences de décompression du cas plinien  
P = 2500 bar





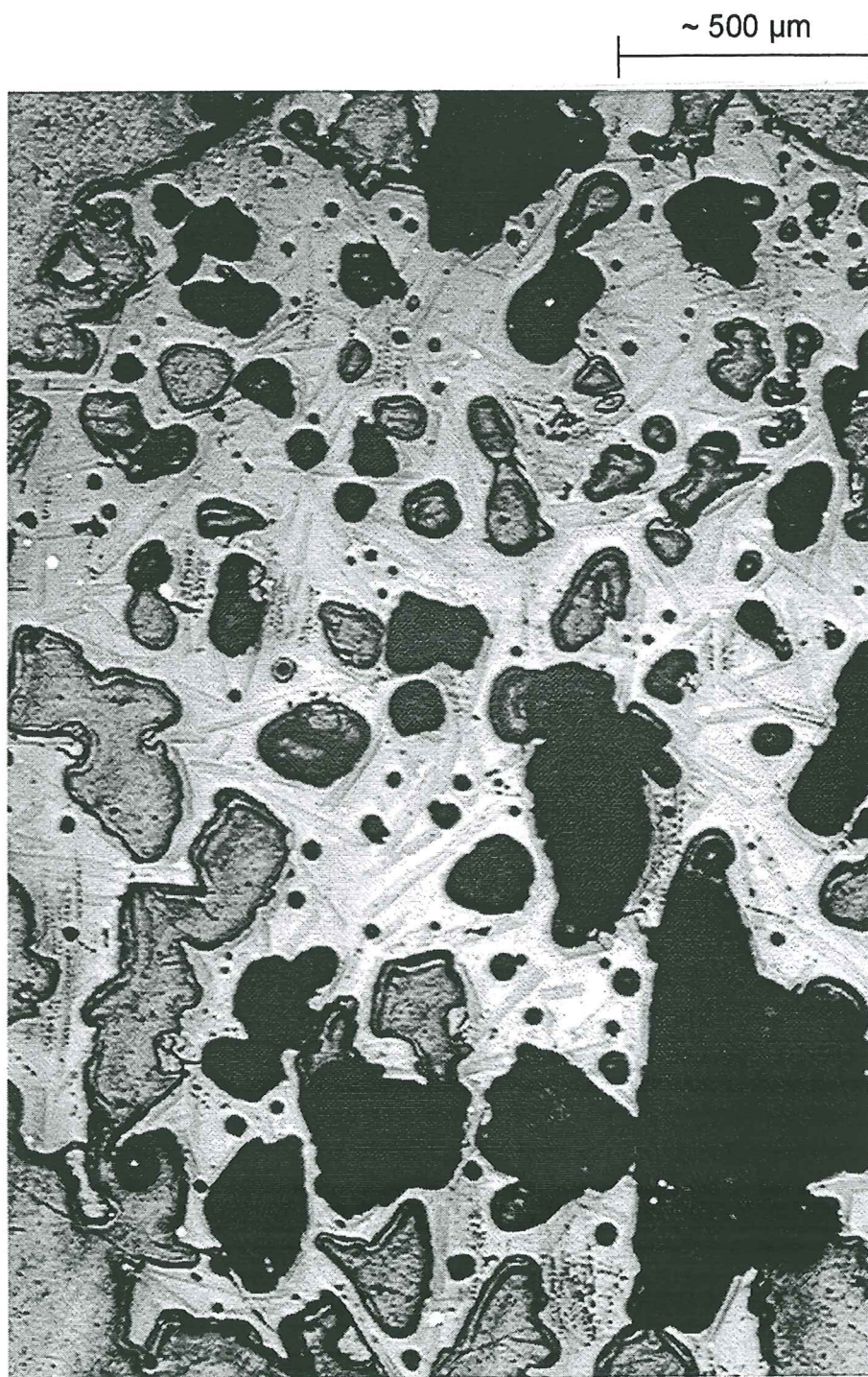
**Figure IV-8B :** Photo du verre des expériences de décompression du cas plinien  
P = 2500 bar à 1000 bar





**Figure IV-8C :** Photo du verre des expériences de décompression du cas plinien  
P = 2500 bar à 500 bar





**Figure IV-8D :** Photo du verre des expériences de décompression du cas plinien  
P = 2500 bar à 100 bar



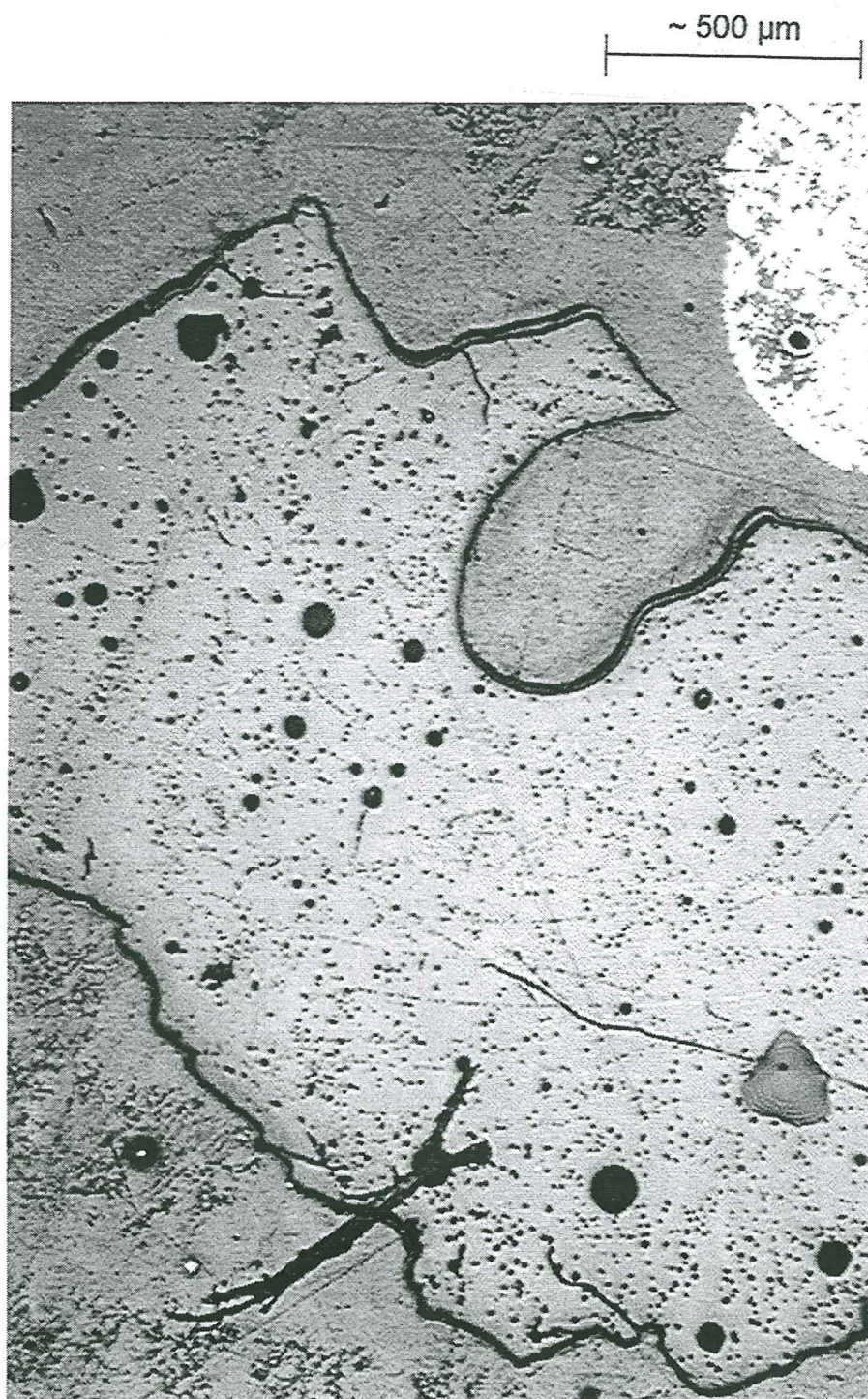


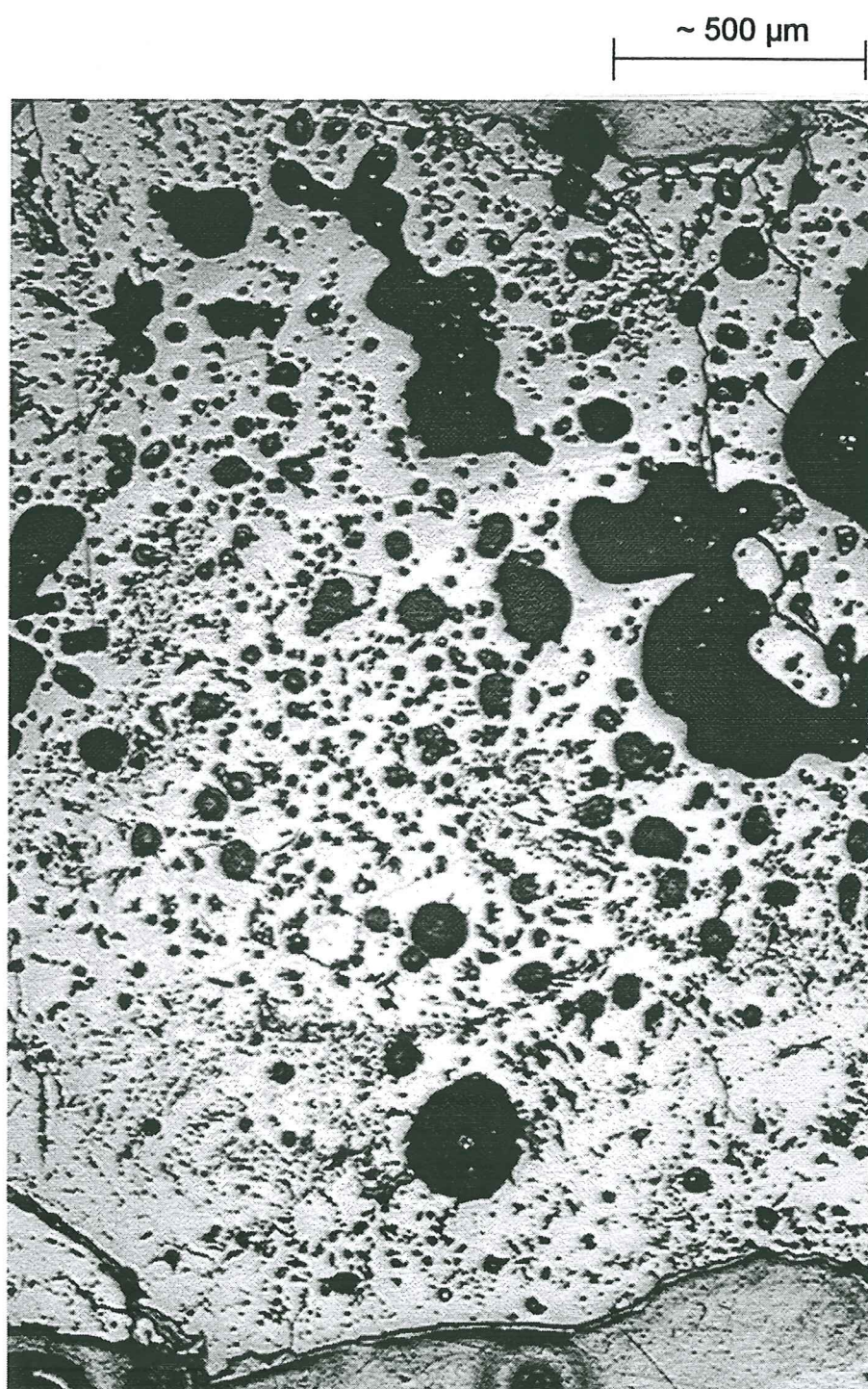
Figure IV-9A : Photo du verre des expériences de décompression du cas péléen  
P = 500 bar





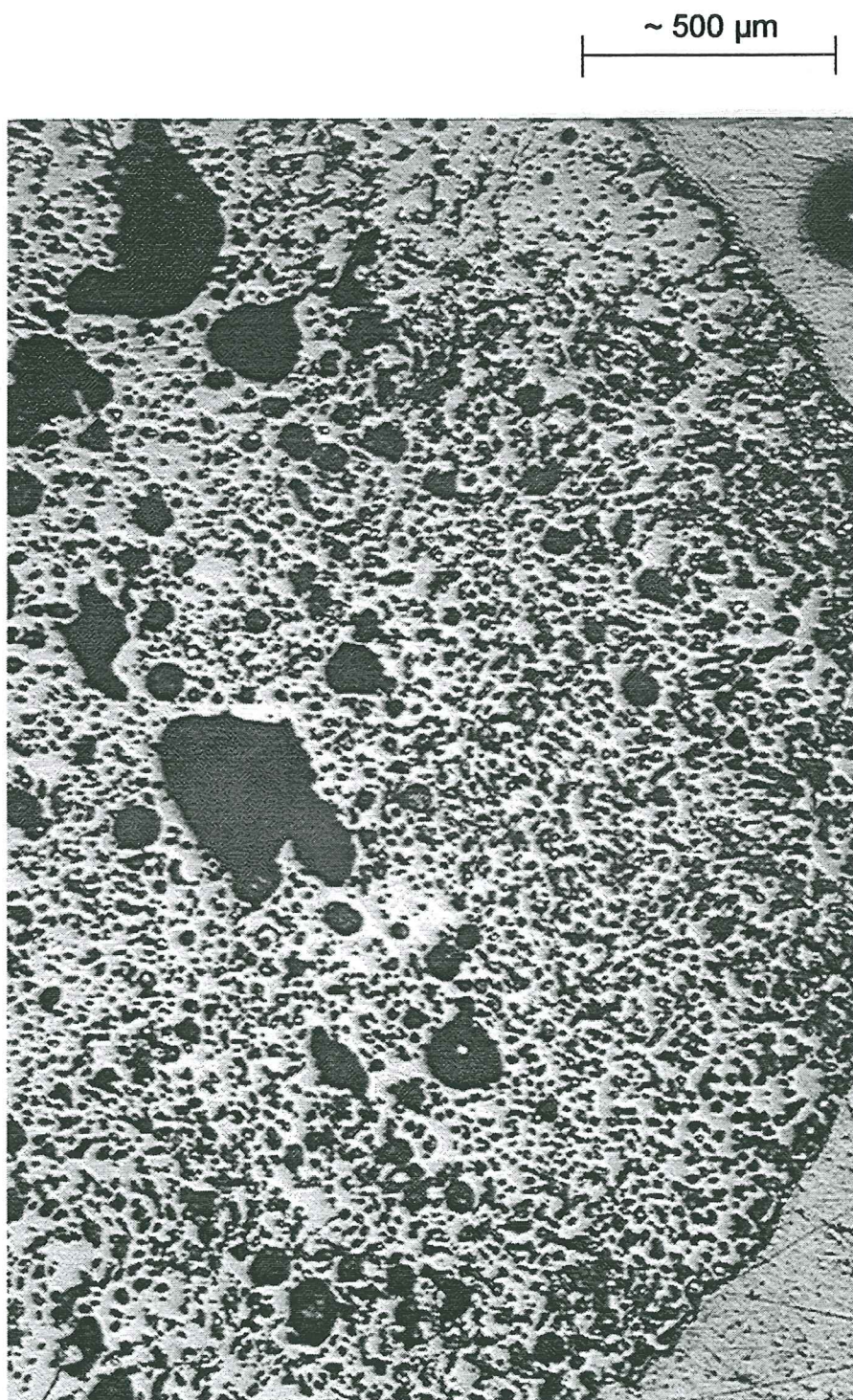
**Figure IV-9B :** Photo du verre des expériences de décompression du cas péleén  
P = 500 bar à 250 bar ;





**Figure IV-9C :** Photo du verre des expériences de décompression du cas péleén  
P = 500 bar à 100 bar ;





**Figure IV-9D :** Photo du verre des expériences de décompression du cas péléen  
P = 500 bar à 50 bar ;



de bulles rondes plus petites, de moins de 100  $\mu\text{m}$ . Les plagioclases ont des compositions  $\text{An}_{59-64}$ . La teneur en eau du verre est de  $1.5 \pm 0.1 \%$ .

2) Cas péleén (teneurs en eau après expériences reportées sur la figure IV-10A)

\* L'échantillon de l'expérience de référence, réalisée à 500 bar, contient un certain nombre de bulles de petite taille de l'ordre de quelques microns. Ces bulles sont en partie attribuables à la préparation de l'échantillon : l'hydratation d'un verre de 1 %  $\text{H}_2\text{O}$ , même à 1300°C et 3 kb est difficilement réalisable sans persistance de bulles. Les seuls cristaux observés dans cet échantillon sont des magnétites de petite taille. La teneur en eau de ce verre de départ est de  $1.4 \pm 0.5 \%$ , en accord avec la teneur en eau de l'échantillon avant les expériences.

\* L'échantillon de l'expérience P = 500 à 250 bar est légèrement plus vésiculé que le précédent. Les bulles sont petites et rondes, de taille  $< 50 \mu\text{m}$ , et systématiquement associées à un cristal de magnétite, ce qui pourrait permettre de distinguer les bulles néoformées de celles héritées du stade de préparation du verre. La répartition de ces bulles est relativement hétérogène dans l'échantillon. La teneur en eau du verre est de  $1.3 \pm 0.9 \%$ .

\* L'échantillon de l'expérience P = 500 à 100 bar est encore un peu plus vésiculé que le précédent : en plus des bulles observées sur les échantillons précédents, il existe des pores jusqu'à environ 300  $\mu\text{m}$ , coalescés, et aux formes arrondies. La teneur en eau du verre est de  $0.2 \pm 0.4 \%$  d'eau.

\* L'échantillon de l'expérience P = 500 à 50 bar est très vésiculé, mais principalement en raison d'une microvésiculation. Sa teneur en eau est sensiblement la même que l'échantillon précédent :  $0.2 \pm 0.3 \%$  d'eau.

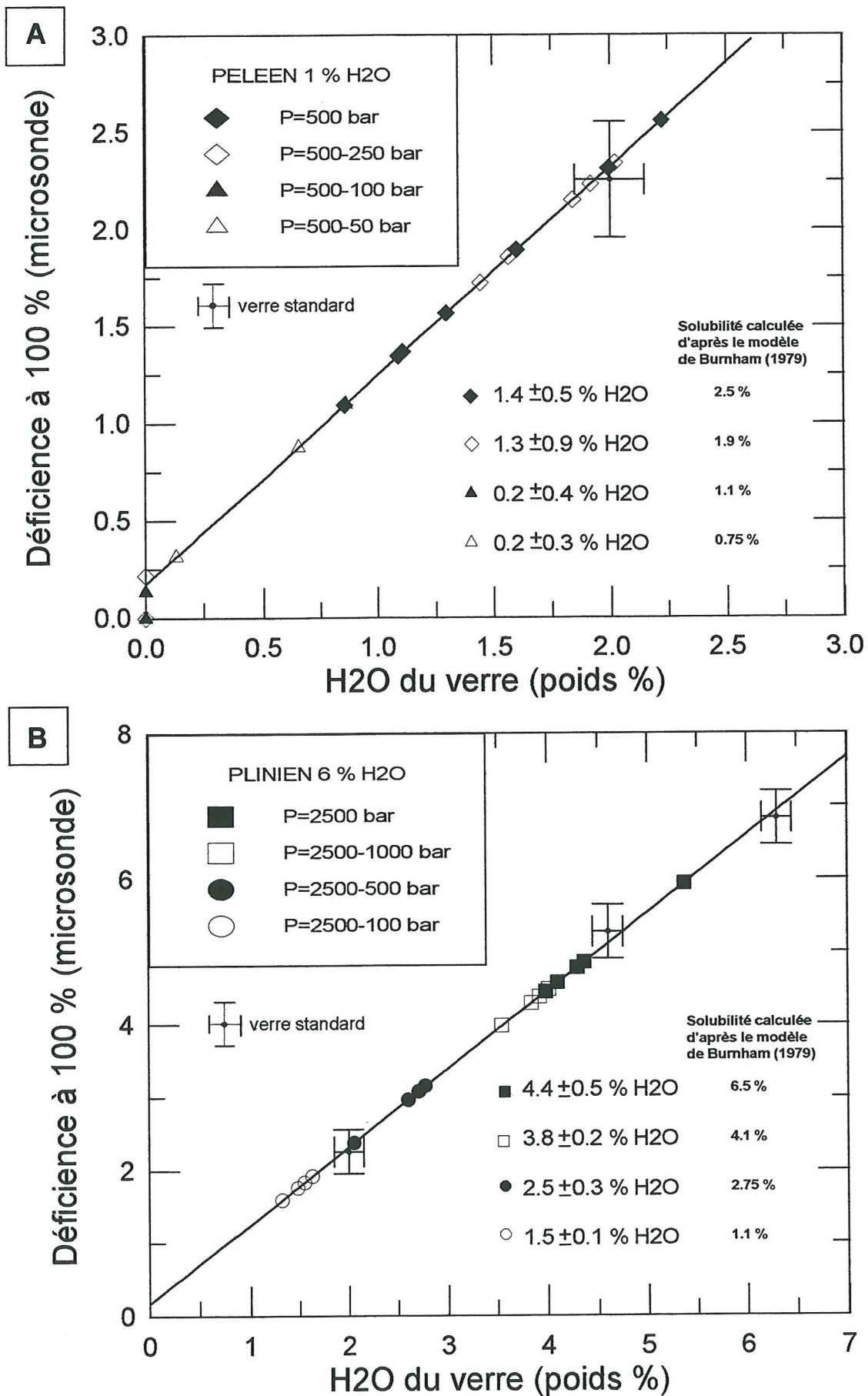
#### IV-5) d- Interprétation

1) Cas plinien

Les expériences de décompression reproduisent de façon satisfaisante la nucléation et la croissance des bulles. Pour les 3 cycles de décompression, caractérisés par des pressions finales variant entre 1000 bar et 100 bar, les échantillons montrent un stade de nucléation des bulles, ce qui démontre que l'apparition des bulles ne présente pas de difficultés particulières dans ces conditions expérimentales (fortes teneurs initiales en eau). Les teneurs en eau des verres mesurées après décompression (figure IV-10B) sont égales ou légèrement inférieures aux solubilités calculées (d'après Burnham, 1979) pour chaque pression finale de décompression. Ceci montre que le liquide silicaté contient la teneur en eau d'équilibre pour la pression finale du cycle de décompression. Ce résultat est en accord avec un mécanisme de nucléation rapide des bulles, la teneur en eau dans le liquide silicaté pouvant s'ajuster aux décompressions imposées, lesquelles sont relativement lentes dans le cas de nos expériences. Il confirme les conclusions de Navon et al (1996) qui considèrent que le dégazage intervient à l'équilibre pour des liquides rhyolitiques contenant des teneurs en eau  $> 3 \%$ , et les modèles théoriques de vésiculation et de dégazage des magmas pliniens (Sparks, 1978 ; Thomas et al, 1994, voir § IV-3).

L'évolution de la taille des bulles au cours de la décompression est compatible avec un mécanisme de croissance des bulles. La diminution constatée des teneurs en eau avec la décompression traduit le "nourrissage" de ces bulles par diffusion de l'eau à partir du liquide silicaté adjacent. La population de petites bulles identifiées dans le cas plinien pour le cycle de décompression le plus avancé (2500-100 bar, figure IV-8D) pourrait





**Figure IV-10 :** Teneurs en eau des verres des produits finaux des expériences A) cas péleen ; B) cas plinien

traduire un processus de diffusion de l'eau ralenti conduisant à l'apparition de sursaturations en eau locales, provoquant la nucléation d'une autre génération de bulles.

Des cristaux de plagioclase et de magnétite sont présents dans l'expérience de référence isobare (figure IV-8A), suggérant qu'ils apparaissent pendant l'étape d'équilibration à 2500 bar (durée 20 h, figure IV-5) qui précède l'initiation de la baisse de pression. La cristallisation de plagioclase à 900°C et 2500 bar est en accord avec les résultats des expériences d'équilibre de phases. On peut noter que les plagioclases de l'expérience de référence (qui a accidentellement perdu ~2 % d'eau) sont légèrement plus albitiques que ceux des 3 autres expériences (cristallisés à partir d'un liquide contenant initialement 6 % d'eau), en accord avec les variations de composition du plagioclase avec la teneur en eau à P, T constantes (figure III-15B du chapitre III). Ces cristaux ne sont donc pas formés en réponse à la décompression. Les critères texturaux montrent que ces cristaux sont déjà présents lors de la croissance des bulles. Les formes rectangulaires des bulles dans les expériences à des pressions finales inférieures à 1000 bar, semblent être influencées par la présence des plagioclases (figures IV-8C/D).

Par contre, les expériences de décompression dans le cas plinien ne montrent pas d'indications de fragmentation, notamment le verre décomprimé à 100 bar : le produit, bien que très vésiculé, reste cohérent (figure IV-8D). Une des explications à cette absence de fragmentation pourrait être le taux de décompression (10 bar/h, soit ~1 cm/s) trop lent par rapport aux vitesses d'ascension des magmas pliniens. Il est également possible que le stade final de décompression choisi à 100 bar ne simule pas complètement les derniers stades d'ascension des magmas pliniens dans le conduit jusqu'à la pression atmosphérique.

Nous n'avons pas observé de population de cristaux associés à la décompression. Rappelons que les microlites parfois observés dans les mésostases des produits pliniens sont de composition très calcique (voir tableaux II-11 à II-13 du chapitre II), et que leur cristallisation est interprétée comme résultant d'une décompression à teneur en eau pratiquement constante (voir § III-4e du chapitre III). Dans nos expériences, la décompression entraîne une perte en eau immédiate du liquide silicaté, ce qui ne permet pas de tester l'hypothèse de cristallisation des microlites énoncée ci-dessus. Le taux de décompression de 10 bar/h choisi dans nos expériences ne permet peut-être pas de reproduire les conditions de cristallisation des microlites dans les produits pliniens.

## 2) Cas péleén

Les expériences de décompression produisent une nucléation et une croissance des bulles. Cette observation est en désaccord avec l'hypothèse de départ, à savoir qu'un liquide ne contenant que ~1 % d'eau serait trop visqueux pour permettre une nucléation et une croissance des bulles à l'équilibre. Toutefois, la taille des bulles obtenues dans les expériences du cas péleén est en moyenne plus petite que dans celles du cas plinien. L'expérience de référence à 500 bar et celle décomprimée à 250 bar sont vésiculées, alors que la teneur en eau moyenne des verres (figure IV-10A) est inférieure aux solubilités calculées. Les solubilités de l'eau à 500 et 250 bar calculées d'après Burnham (1979) sont respectivement de 2.75 et 1.9 %. La figure IV-3 montre que les teneurs en eau du produit péleén de départ sont dispersées avec des concentrations allant jusqu'à 2.2 %. Cette teneur étant supérieure à la solubilité théorique calculée à 250 bar, il est probable que la vésiculation observée dans l'expérience décomprimée à 250 bar (figure IV-9B) soit due à l'exsolution de parties localement riches en eau héritées lors de la préparation de l'échantillon de départ. La vésiculation du verre de l'expérience de référence à 500 bar est largement héritée de la préparation du verre de départ. En dépit de cette vésiculation plus importante dans l'expérience décomprimée à 250 bar par rapport à celle de référence, les teneurs en eau moyennes mesurées dans les verres de ces deux expériences sont



comparables (respectivement 1.4 et 1.3 %), avec d'importants écart-types (respectivement 0.5 et 0.9) traduisant l'hétérogénéité de concentration de l'eau dans ces liquides (figure IV-10A) et identique (dans les limites d'incertitude) à celles des échantillons de départ. Cette hétérogénéité est en partie héritée du verre de préparation, mais s'acquiert peut-être aussi au cours de la décompression, par des modifications locales de teneurs en eau du liquide, dues à la nucléation et à la croissance des bulles. Bien que les teneurs en eau moyennes mesurées dans ces verres soient inférieures, certaines analyses (figure IV-10A) approchent ou dépassent légèrement les solubilités de l'eau calculées à 250 bar par Burnham (1979). Ceci suggèrent la possibilité d'un dégazage localement à l'équilibre (pour les parties les plus riches en eau), qui rejoint les conclusions précédentes pour le cas plinien.

Les teneurs moyennes en eau mesurées dans les deux expériences décomprimées à 100 et 50 bar sont comparables (respectivement  $0.2 \pm 0.4$  % et  $0.2 \pm 0.3$  %), et inférieures à celles des verres des expériences de décompression précédentes. Ces teneurs en eau sont de plus très inférieures à celles calculées par Burnham (1979), respectivement de 1.1 et 0.75 % pour 100 et 50 bar. Ceci traduit que le liquide silicaté ne contient pas la teneur en eau d'équilibre pour la pression finale de décompression. Ce déséquilibre n'est pas un phénomène de "retard" à la nucléation des bulles, la teneur en eau mesurée étant inférieure à la solubilité calculée, et la vésicularité augmentant (figures IV-9C/D) : le verre de l'expérience de décompression jusqu'à 50 bar montre une vésiculation plus importante que celui de l'expérience à 100 bar, bien que les teneurs en eau soient comparables entre les deux expériences et inférieures aux solubilités calculées pour les pressions correspondantes. La vésiculation n'est donc pas le seul facteur de contrôle de la teneur en eau du liquide en fin de décompression. Ces résultats suggèrent par conséquent qu'il existe un phénomène de perte en eau du liquide, surimposé à celui dû au "nourrissage" des bulles.

Le seul minéral cristallisant dans les expériences de décompression du cas péleén est la magnétite. Le plagioclase n'a pas été rencontré, contrairement aux expériences du cas plinien, vraisemblablement à cause d'un problème de nucléation difficile dans ce type de magma visqueux. La magnétite apparaît dès l'expérience de référence pendant l'étape d'équilibration à 500 bar qui précède l'initiation de la baisse de pression (durée ~18 h, figure IV-4). Ces cristaux ne sont pas formés en réponse à la décompression, et n'ont donc pas la signification de microlites. Ces magnétites constituent un site de nucléation privilégié pour les bulles. Les microlites des produits naturels des éruptions péleennes ne sont pas reproduits dans nos expériences de décompression.

On peut observer dans le cas péleén, des réseaux de fracturations. Ces fracturations pourraient être analogues à celles existant dans les produits péleens naturels, et témoigneraient de tensions mécaniques dans un milieu relativement visqueux.

Les expériences de décompression dans le cas péleén ne montrent pas d'indications de fragmentation, notamment le verre décomprimé à 50 bar : le produit est abondamment microvésiculé, mais il reste cohérent (figure IV-9D). Une des explications à cette absence de fragmentation pourrait être que le stade final de décompression choisi à 50 bar ne simule pas complètement les fragmentations dans le dôme des produits des nuées péleennes (comme celle du 8 mai 1902).

On souligne que les résultats obtenus pour le cas péleén ne confirment pas les hypothèses de travail initiales. La nucléation et la croissance de bulles à l'équilibre semble possible jusqu'à des teneurs en eau basses (et des fortes viscosités) de l'ordre de 1-2 %. La fragmentation n'a pas été reproduite. Toutefois, le résultat le plus inattendu et potentiellement très important concerne la possibilité d'existence d'un mécanisme de dégazage surimposé à la vésiculation, intervenant à très basses pressions (< 100 bar) et

teneurs en eau initiales  $\leq 1$  %, et permettant un appauvrissement des concentrations en eau du liquide silicaté.



## V- CONCLUSIONS GENERALES

### RAPPEL DE LA PROBLEMATIQUE

L'activité éruptive récente de la Montagne Pelée se caractérise schématiquement par l'alternance d'éruptions "péléennes" et d'éruptions "plinienne". Les premières donnent lieu à l'émission (effusive) d'un magma non ou peu vésiculé qui s'accumule au niveau de l'évent pour former un dôme ; la destruction partielle de ce dôme par simple écroulement gravitaire ou plus rarement par explosion interne donnant naissance à des écoulements pyroclastiques de blocs et cendres appelés "nuées ardentes" de type Merapi ou péléennes (les plus explosives). Les secondes donnent lieu à l'émission (explosive) d'un magma très vésiculé sous la forme d'une colonne éruptive verticale entraînant des pyroclastes ponceux dans un milieu gazeux en expansion ; l'écroulement de cette colonne lorsqu'elle est trop dense générant des écoulements pyroclastiques de cendres et ponces.

Ces deux styles éruptifs distincts présentent des aléas différents en terme de surfaces potentiellement menacées. Les éruptions péléennes sont susceptibles d'affecter un secteur angulaire plus ou moins restreint sur les flancs du volcan, tandis que les éruptions pliniennes menacent a priori l'ensemble des flancs du volcan. Déterminer le ou les facteur(s) qui conduise(nt) à l'un ou l'autre de ces deux types d'éruption est donc un enjeu important pour la compréhension générale des dynamismes éruptifs et également pour la gestion de futures crises volcaniques sur ces stratovolcans andésitiques.

Des particularités éruptives propres à la Montagne Pelée suggèrent que la dualité entre éruption péléenne et éruption plinienne n'est peut être pas aussi tranchée que le laisse supposer la diversité des produits émis. Une première particularité est illustrée par l'éruption péléenne de 1902-05 qui montre qu'un magma arrivant en surface et s'accumulant pour former un dôme (activité effusive), peut se dégazer brutalement et produire des explosions très violentes (8 mai 1902 par exemple). Une seconde particularité est illustrée par la dernière éruption plinienne de la Montagne Pelée datée vers 650 ans B.P. (éruption P1). Cette éruption aurait débuté de façon similaire à celle de 1902 avec l'édification d'un dôme puis sa destruction par une explosion très violente, semblable en de nombreux points à celle du 8 mai 1902, à la suite de laquelle le style éruptif change brutalement pour donner naissance à une éruption plinienne (qui constitue la phase principale de l'éruption). Ces deux exemples révèlent donc qu'un magma andésitique arrivant en surface non ou peu vésiculé, peut avoir conservé la capacité à se dégazer brutalement (8 mai 1902), puis éventuellement à se vésiculer (éruption plinienne P1) ; ceci suggère que le déterminisme entre éruption péléenne et éruption plinienne peut être acquis tardivement lorsque le magma est en surface. Ces observations et hypothèses déduites de l'activité récente de la Montagne Pelée ont constitué la base de ce travail de recherche, dont l'objectif est de contribuer à une meilleure compréhension de ces éruptions.

Le déterminisme entre une éruption péléenne ou plinienne peut être dû à des conditions pré-éruptives différentes, acquises au sommet de la chambre magmatique, ou à des conditions éruptives différentes, acquises lors de la montée du magma dans le conduit. Nous avons testé ces deux possibilités par une étude lithologique des produits naturels et par une approche expérimentale.



La comparaison des compositions des bordures des phases naturelles (plagioclases, orthopyroxènes, magnétites) représentatives des conditions pré-éruptives avec celles des phases expérimentales, et la comparaison des compositions et teneurs en eau des inclusions vitreuses représentatives du liquide magmatique pré-éruptif avec les verres expérimentaux, suggèrent des conditions pré-éruptives globalement comparables pour les magmas pliniens et péleens de la période récente de la Montagne Pelée. Le magma est à environ 2 kb, 900°C, NNO+0.7, il contient ~5.5-6 % d'eau et ~33-50 % de cristaux, soit une viscosité de  $\sim 10^{4.6-5.7}$  poise. Bien que le modèle théorique de Burnham (1979) suggère que le magma est saturé en eau dans ces conditions, nous avons déterminé, par nos expériences, une saturation autour de 6.9 %. Nous considérons donc que cette teneur en eau est légèrement sous-saturée dans nos conditions pré-éruptives. L'amphibole n'est pas stable dans les conditions pré-éruptives. Cependant, les bordures des phénocristaux de plagioclases des produits du dôme de 1929 et de la déferlante du 8 mai 1902 sont légèrement plus sodiques que celles des plagioclases des produits de l'éruption P1 (déferlante ou retombée plinienne). Les expériences d'équilibre de phases suggèrent que ces différences sont interprétables en terme de variations des conditions pré-éruptives dans la chambre magmatique de l'ordre de  $\sim 30^\circ\text{C}$  ou de  $\sim 0.6-0.7$  % d'eau. Ces variations sont comprises dans les barres d'erreur des résultats expérimentaux, et de ce fait difficilement interprétables comme responsables du déterminisme entre les éruptions pliniennes et péleennes. Par conséquent, les conditions pré-éruptives des magmas pliniens et péleens sont considérées comme globalement voisines, l'orientation vers l'un ou l'autre des deux styles éruptifs étant donc à rechercher au niveau des conditions éruptives.

#### DYNAMISMES ERUPTIFS

Les résultats précédents montrent que les conditions pré-éruptives des magmas pliniens et péleens sont globalement comparables. Le déterminisme entre les éruptions pliniennes et péleennes s'acquiert par conséquent entre le conduit magmatique et la surface. Les deux paragraphes suivants schématisent le scénario éruptif des éruptions pliniennes et péleennes de la période récente de la Montagne Pelée :

##### 1) cas de l'éruption plinienne P1

###### a) Vitesse de montée du magma - Vésiculation - Dégazage

Les expériences de dégazage réalisées à un taux de décompression de 10 bar/h reproduisent la vésiculation, mais pas la fragmentation des produits pliniens. Ceci suggère que le magma monte relativement vite dans le conduit magmatique, limitant les pertes de volatils dans l'encaissant. La décompression serait alors plus rapide que le processus de nucléation des bulles. La cristallisation d'éventuels microlites de plagioclases et d'orthopyroxènes, respectivement plus riches en anorthite et en enstatite que les bordures des phénocristaux, serait à rattacher à ce stade (la cristallisation des microlites peut également intervenir entre la chambre magmatique sous-saturée en eau et la pression de saturation en eau à  $\sim 6$  %, la décompression étant le seul paramètre impliqué). Les formes squelettiques des microlites de la retombée plinienne suggèrent une croissance rapide, en déséquilibre.

Les calculs théoriques de vésiculation à l'équilibre suggèrent que les produits pliniens ont dégazé en "système fermé" : la porosité mesurée est représentative d'un dégazage de  $\sim 5-6$  % d'eau (teneur pré-éruptive) à  $\sim 2$  % d'eau (teneur finale des verres interstitiels). La



nucléation des bulles et leur croissance sont facilitées par la teneur en eau élevée du liquide magmatique.

#### b) Fragmentation

La fragmentation du magma a été calculée, par les modèles de vésiculation à l'équilibre, vers ~280 bar. Les modalités de ce processus de pulvérisation du magma ne sont pas clairement définies. La plupart des pyroclastes de la colonne et du panache pliniens sont trempés à la fragmentation. Ils ont donc une porosité témoignant de la phase de dégazage dans le conduit, mais la trempe peut être légèrement plus tardive (de 1 s), provoquant une croissance des bulles après fragmentation susceptible d'augmenter la porosité jusqu'à 10 % (calcul d'après Thomas et al, 1994).

#### c) Vitesse de refroidissement

La colonne plinienne peut s'écrouler en coulées ponceuses. Les produits de ces coulées ont des caractéristiques de vésicularité et de teneur en eau des verres, comparables à celles des produits de retombée plinienne. Néanmoins, le taux de microlitisation et la perte en eau de certaines inclusions vitreuses de la coulée de ponce P1 traduisent un refroidissement plus lent et plus hétérogène de ces produits par rapport à ceux de la retombée plinienne P1 (dont la majorité sont trempés à la fragmentation), probablement à cause de différences de vitesses de refroidissement entre le coeur et les bords de l'épaisse coulée ponceuse P1.

### **2) cas des éruptions péleennes P1, 1902 et 1929**

#### a) Vitesse de montée du magma - Dégazage

Le magma monte lentement dans le conduit, favorisant un important dégazage. Les verres interstitiels des produits péleens contiennent entre 0 et 1 %, suggérant un dégazage plus important des produits péleens par rapport aux produits pliniens. Les calculs théoriques de vésicularité suggèrent que les produits péleens ont subi un dégazage en "système ouvert", la porosité totale de l'échantillon témoignant principalement du dernier stade de dégazage superposé aux précédents. Les expériences préliminaires de dégazage montrent que pour des teneurs en eau du liquide silicaté de 1-2 %, la vésiculation s'effectue à l'équilibre. Par contre, pour des teneurs en eau inférieures à 1 %, correspondant à celles des verres interstitiels des produits péleens, les expériences suggèrent un phénomène de perte en eau du liquide silicaté, surimposé à celui de la vésiculation, produisant des liquides silicatés aux teneurs en eau inférieures à celles attendues par le modèle théorique de solubilité de l'eau à l'équilibre. Ce phénomène inexpliqué et les différents stades de dégazage suggèrent que le magma est largement appauvri en eau, et de manière très hétérogène.

Les microlites de plagioclases et d'orthopyroxènes cristallisent vraisemblablement en réponse à ces pertes en eau, à pression quasiment constante, d'où leur composition moins riche en anorthite ou en enstatite que les bordures des phénocristaux. L'abondance et les formes des microlites, suggèrent des vitesses de refroidissement des magmas péleens plus lentes que celles des magmas pliniens. On note que plusieurs microlites des échantillons de la déferlante de P1 et quelques uns des nuées de 1929 ont des formes squelettiques, traduisant peut-être un dégazage plus brutal dans le cas des magmas de la déferlante de P1 par rapport à celle du 8 mai 1902, et une hétérogénéité des vitesses de dégazage dans les magmas des nuées de 1929 (diversité des formes des microlites).

#### b) Fragmentation

La plupart des nuées ardentes accompagnent la croissance et la déstabilisation du dôme. Elles sont en général de faible énergie, car le résultat d'un écroulement gravitaire du dôme. Par contre, les déferlantes péleennes peuvent être extrêmement violentes. La fragmentation à l'origine des déferlantes de P1 et de 1902 s'initie à partir d'un embryon de



dôme globalement dégazé. Les expériences de dégazage, simulant le dernier stade de dégazage, montrent cependant que les teneurs en eau dissoutes dans le liquide silicaté sont très hétérogènes, mais que des taux de décompression relativement lents (10 bar/h, soit ~1 cm/s) ne conduisent pas à une fragmentation du liquide silicaté. Les modalités de fragmentation de ces produits péléens ne sont par conséquent pas définies. Nous supposons que la fragmentation s'initie par de fortes surpressions dans les bulles, atteintes par exemple par un taux de décompression plus élevé que 10 bar/h.

#### c) vitesse de refroidissement

Les inclusions vitreuses des produits péléens de 1902-29, bien que piégées dans la chambre magmatique, ont leur composition parfois modifiée par la cristallisation du plagioclase hôte à leurs dépens, subissent des pertes en eau. Ce phénomène est d'autant plus important que les vitesses de refroidissement sont lentes. Ceci est interprétable en terme de temps de résidence du magma en surface ou/et en terme de profondeur de déclenchement des nuées ardentes.

#### d) Comparaison des déferlantes de P1 et du 8 mai 1902

Bien que la répartition des dépôts de la déferlante de P1 soit comparable à celle du 8 mai 1902, plusieurs critères permettent de les distinguer :

- la déferlante de P1 est plus riche en fragments ponceux. Les ponces représentent ~20 % du dépôt, contre moins de 1 % pour la déferlante du 8 mai 1902.
- les quelques mésostases faiblement microlitisées et les formes squelettiques de certains microlites de la déferlante de P1 traduisent un dégazage plus brutal de la déferlante de P1 par rapport à celle du 8 mai 1902.
- les plagioclases des produits de la déferlante du 8 mai 1902 ont cristallisé aux dépens des inclusions vitreuses qu'ils contiennent. Ce n'est pas le cas de ceux des produits de la déferlante de P1.

Nous proposons les deux hypothèses suivantes pour interpréter ces différences :

- 1) la déferlante de P1 aurait été initiée à partir d'un embryon de dôme de magma plus riche en eau que celui de mai 1902. Ce dégazage moins important, probablement au centre du dôme, traduirait un temps de résidence du magma en surface plus court que dans le cas du magma de la déferlante du 8 mai 1902.
- 2) les embryons de dôme de P1 et de 1902 subiraient différentes vitesses de refroidissement. Ceci pourrait signifier que le magma de la déferlante de P1 est resté moins longtemps en surface, ou/et que l'éruption a été déclenchée plus profondément que celle du 8 mai 1902.

On retrouve les caractéristiques texturales des produits de la déferlante de P1 dans ceux de la déferlante du 8 mai 1902, mais la déferlante de P1 présente en plus les particularités ci-dessus. Ceci pourrait expliquer la phase plinienne qui a suivi la déferlante de P1, la proportion de ponces de la déferlante traduisant la continuité entre les fragments lithiques d'une phase péleenne et les ponces de la phase plinienne.

**Il apparaît donc que le facteur important déterminant une éruption plinienne ou péleenne est le dégazage, dépendant principalement de la vitesse d'ascension du magma dans le conduit : les magmas péléens dégazent plus que les magmas pliniens, et en plusieurs stades. Ces modalités de dégazages peuvent éventuellement être acquises relativement tôt dans l'histoire de l'ascension du magma, mais il apparaît néanmoins que la capacité du magma à se vésiculer, permettant le passage brutal d'une phase péleenne à une phase plinienne, est acquise à proximité de la base du dôme, et dépend**



**du temps de résidence du magma en surface, et/ou de la profondeur de fragmentation de la déferlante.**





# **ANNEXE A**

**Photo 1 : Dômes 1902-05 /  
1929-32 et dépôt des Nuées  
Ardentes 1929-32 de la vallée de  
la Rivière Blanche**



**Dômes 1902-05  
et 1929-32**

**Nuées Ardentes 1929-32**



# **1902 - P1 - P3**

**Cm**

70

70

50

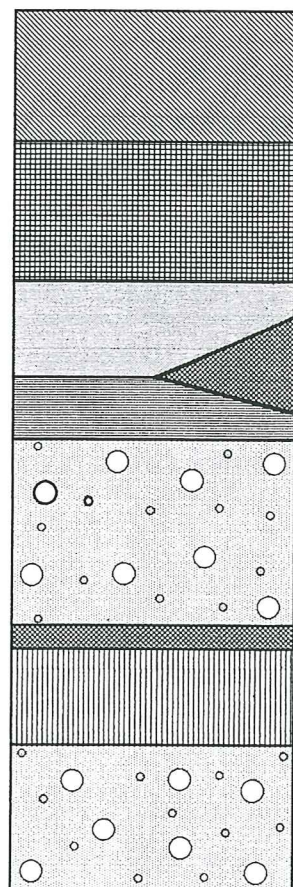
30

100

10

50

80



Déferlante du 30 août 1902

Déferlantes indéterminées

Déferlante du 20 mai 1902 [MT36S - MT36T]

Lentille de la déferlante du 8 mai 1902

Cendres rosées anté-1902

Retombée plinienne de P1

Déferlante de P1 (cendres fines)

S o l

Retombée plinienne de P3

Tranchée Beauséjour  
( accès sur Rivière Claire)

## **P1**

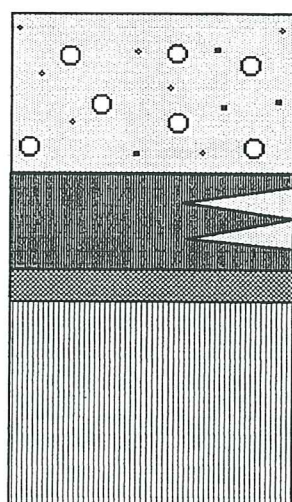
**Cm**

50

30

3 à 18

70



Retombée plinienne P1

Lahar avec passées ponceuses  
[MT38C]

Déferlante avec niveau plus grossier  
[MT38B]

Sol

Haut de Morne Lénard

\* les noms entre crochets renvoient aux échantillons prélevés

**Cimetière du Fort**

**Déferlante du 8 mai 1902**

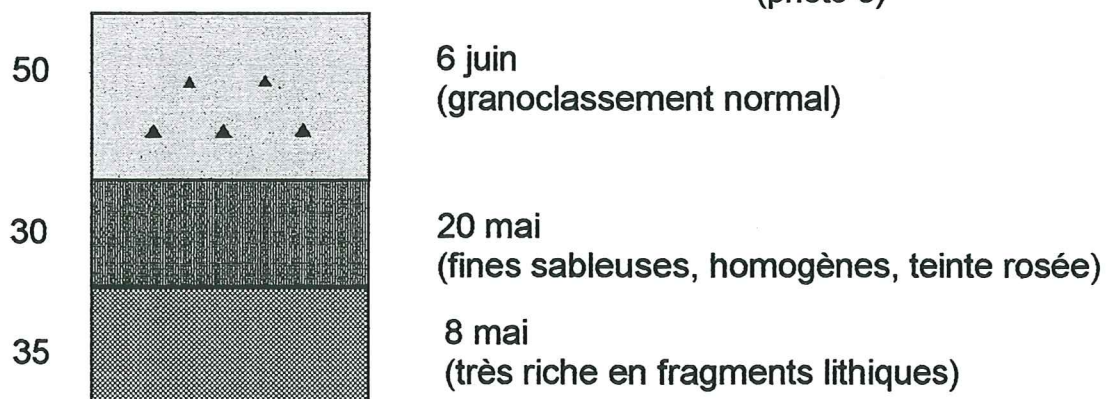
(photo 2)



**Cimetière du Fort**

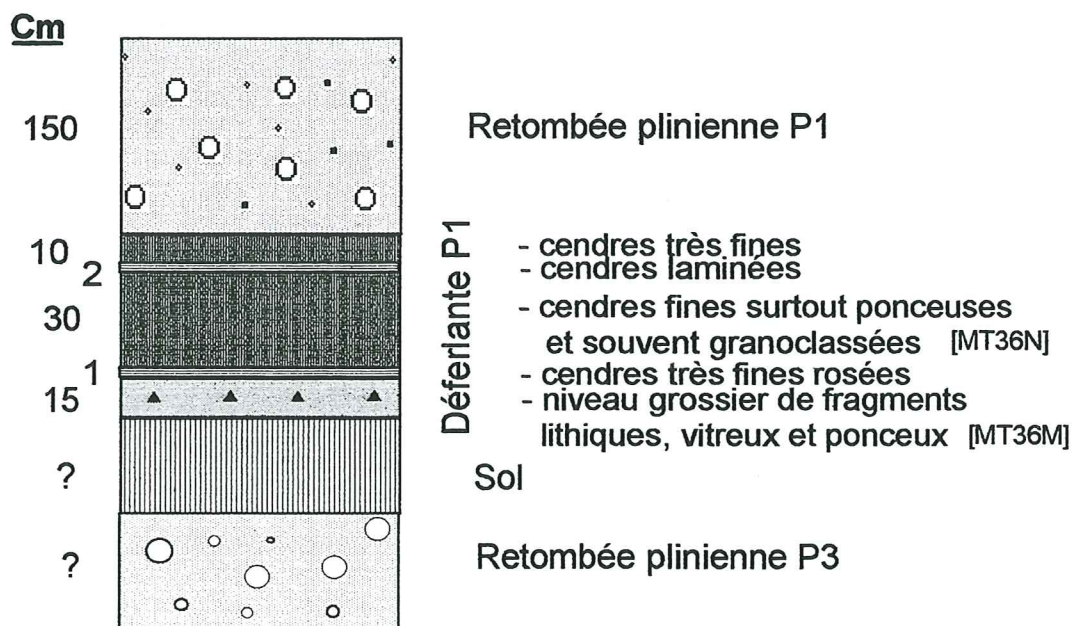
**Déferlantes de 1902**

(photo 3)



**Carrière Tombeau Caraïbes**

**Déferlante P1**



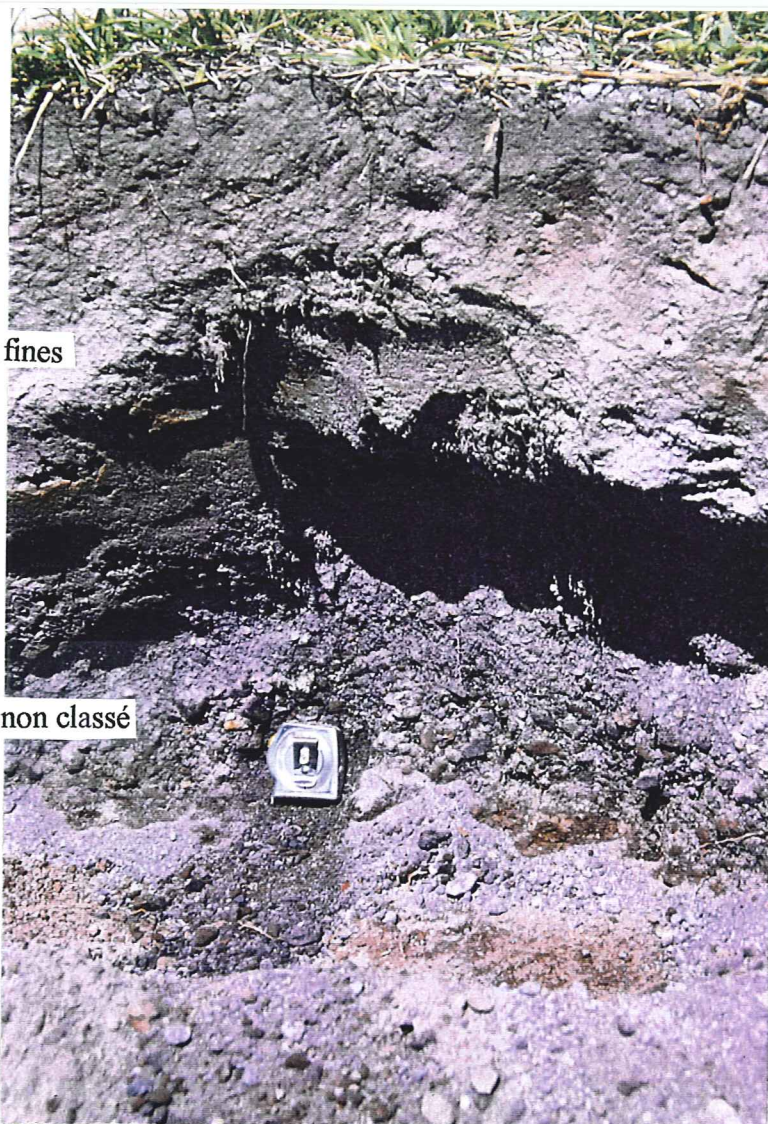
\* les noms entre crochets renvoient aux échantillons prélevés



**Photo 2 :** Dépôt de la déferlante  
du 8 mai 1902 au Cimetière du  
Fort

Cendres fines

Niveau grossier non classé

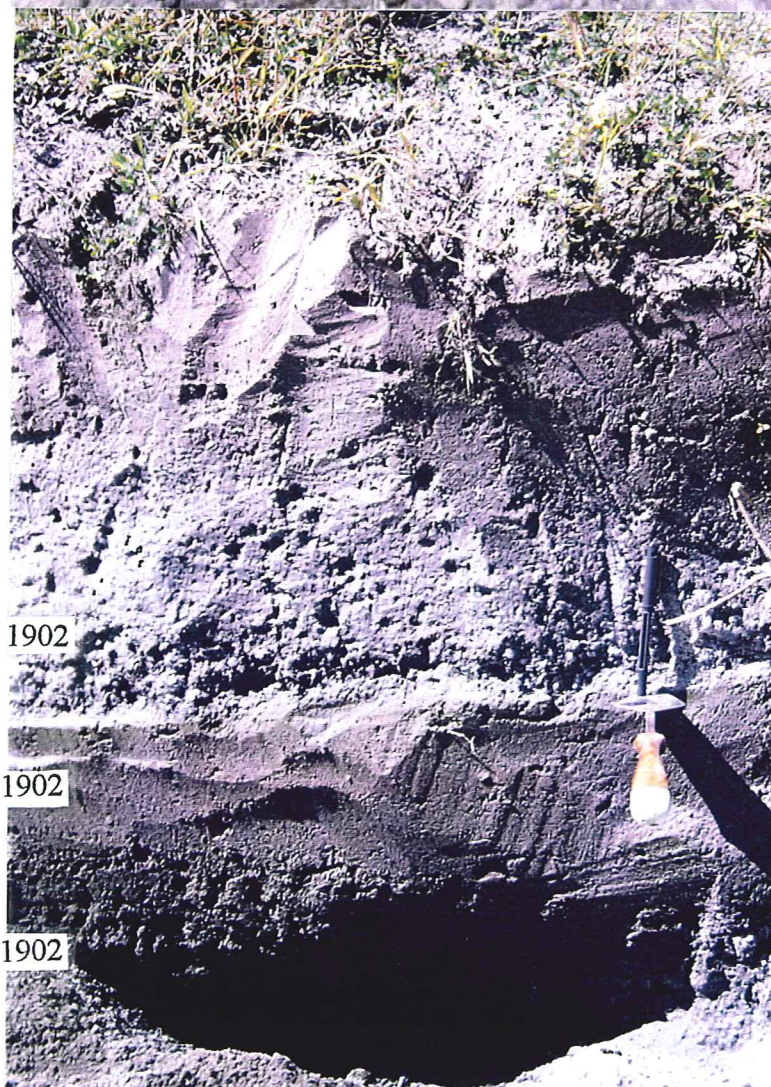


**Photo 3 :** Dépôt des déferlantes  
des 8 mai, 20 mai et 6 juin 1902  
au Cimetière du Fort

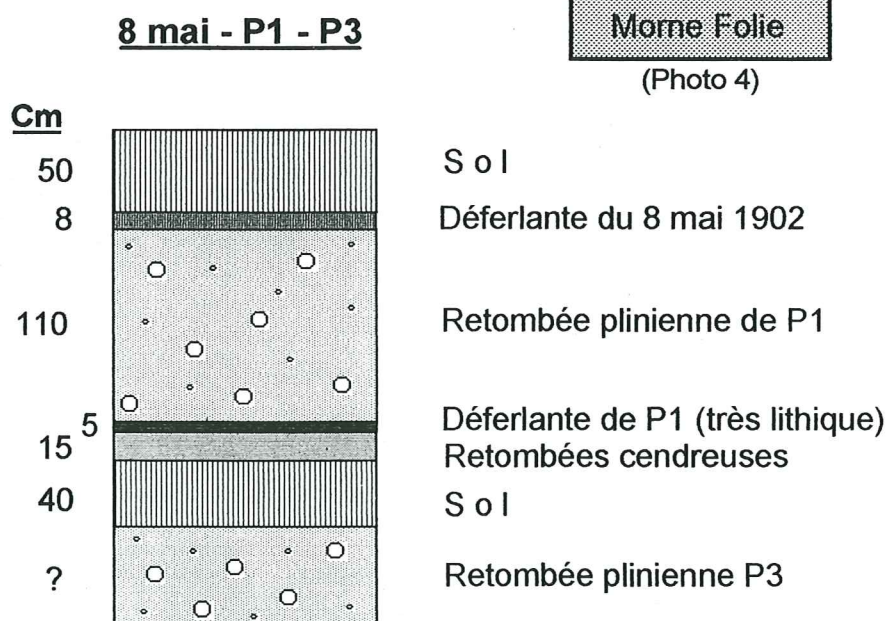
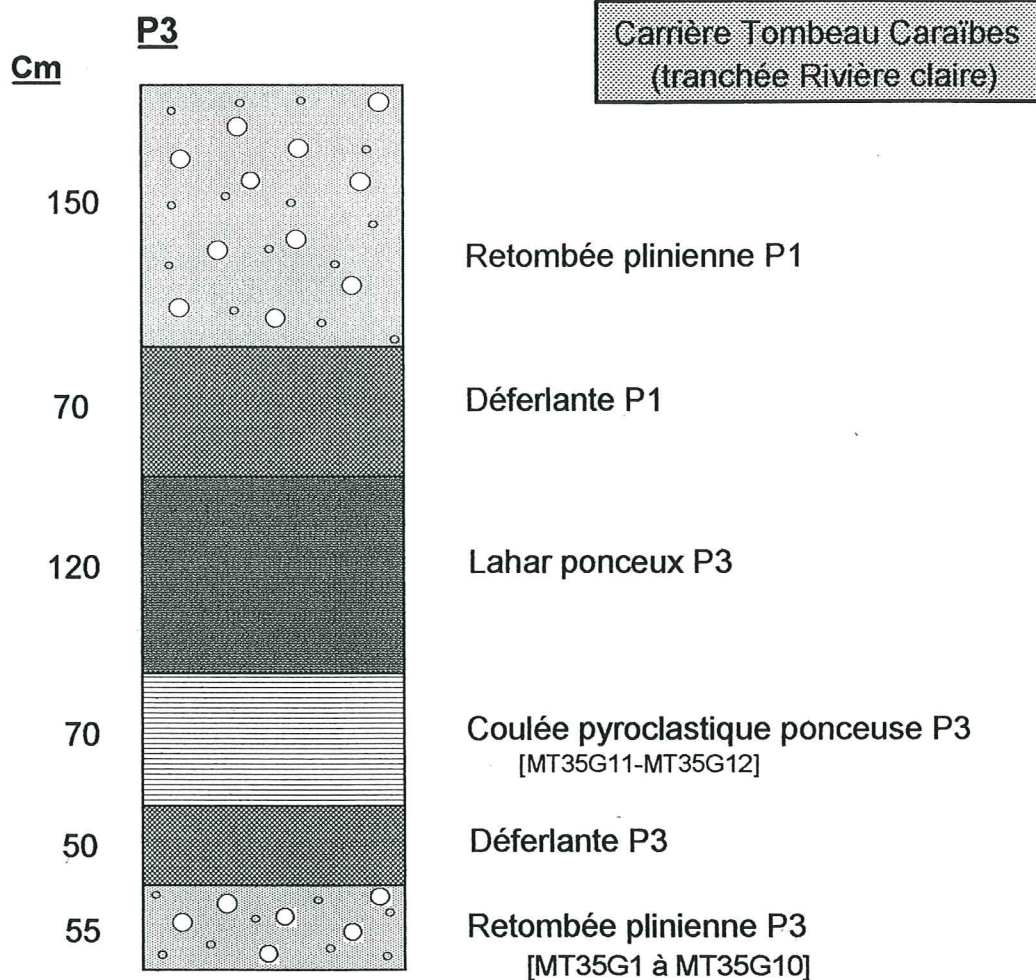
6 juin 1902

20 mai 1902

8 mai 1902



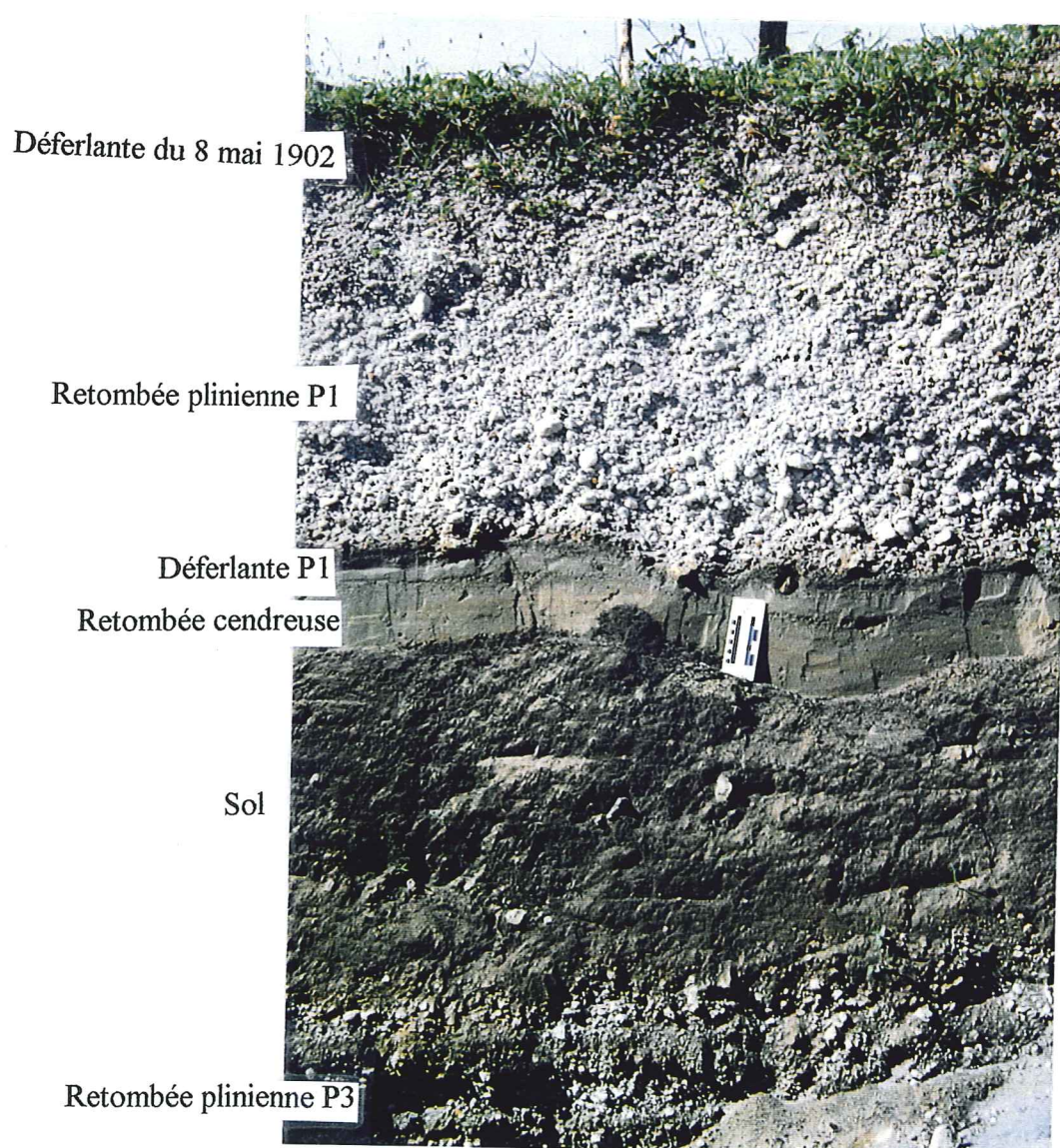




\* les noms entre crochets renvoient aux échantillons prélevés

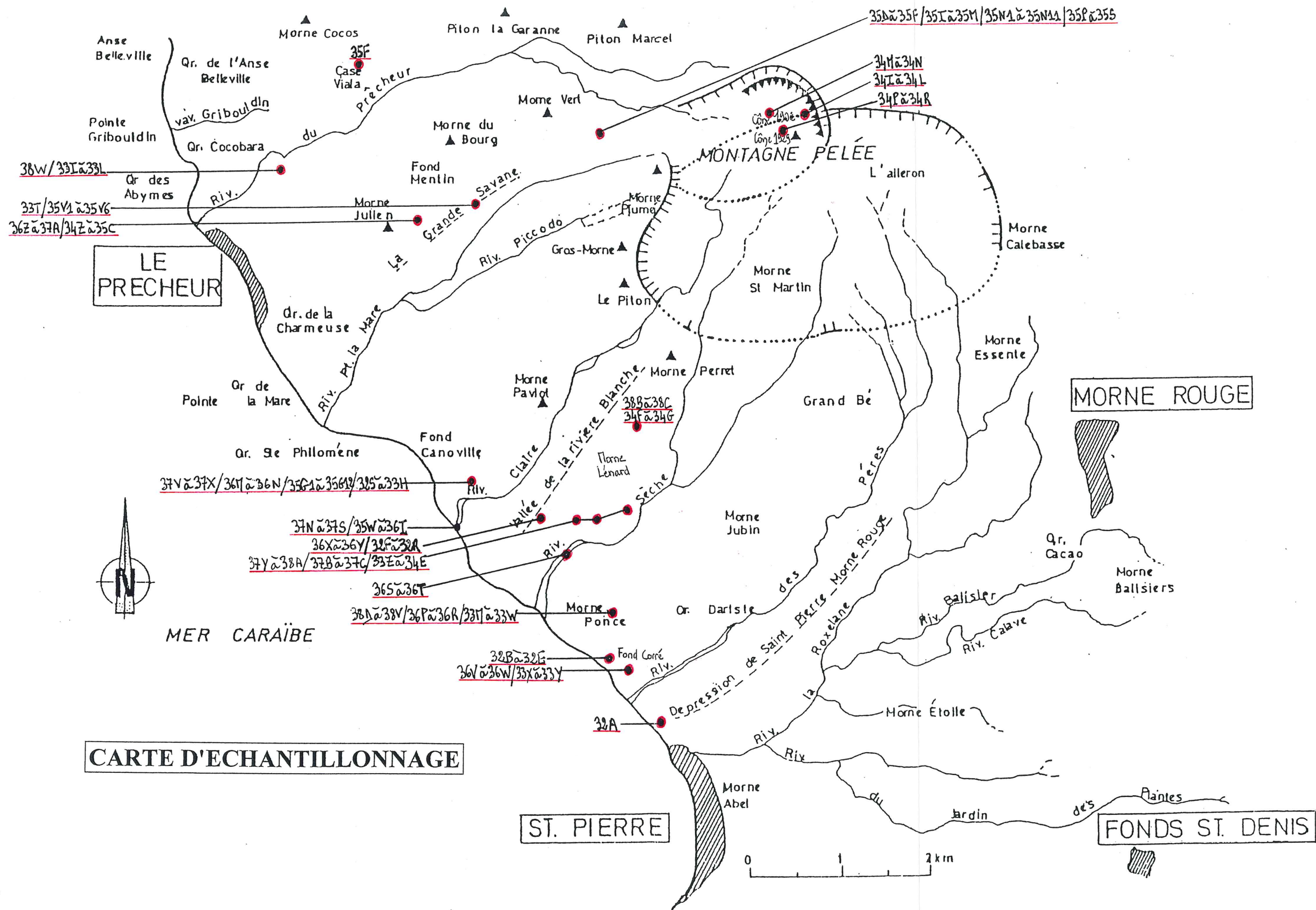


**Photo 4 :** Dépôts de la retombée plinienne P3, de la déferlante et de la retombée plinienne P1 et de la déferlante du 8 mai 1902 à Morne Folie













## DETERMINATION DES ECHANTILLONS

NOM	LOCALISATION	DATATION	TYPE ERUPTIF	DESCRIPTION
MT32A	cimetière du Fort	8 mai 1902	déferlante	bloc lithique sombre
MT32B	garage Fond Corré	P1 (650 B.P.)	déferlante	bloc lithique sombre
MT32C	garage Fond Corré	P1	retombée plinienne	bloc ponceux clair
MT32F	Rivière Claire - champ de tir	1902 / 1929	nuées ardentes	bloc lithique clair
MT32G	Rivière Claire - champ de tir	1902 / 1929	nuées ardentes	bloc lithique sombre légèrement scoriacé
MT32H	Rivière Claire - champ de tir	1902 / 1929	nuées ardentes	bloc sombre très scoriacé
MT32I	Rivière Claire - champ de tir	1902 / 1929	nuées ardentes	lithique sombre en enclave
MT32J	Rivière Claire - champ de tir	1902 / 1929	nuées ardentes	rubanement entre lithique scoriacé et lithique plus clair (id. MT32K)
MT32L	Rivière Claire - champ de tir	1902 / 1929	nuées ardentes	bloc lithique à amphibole
MT32M	Rivière Claire - champ de tir	1902 / 1929	nuées ardentes	bloc lithique un peu plus vitreux que MT32L
MT32N	Rivière Claire - champ de tir	1902 / 1929	nuées ardentes	bloc lithique à amphibole, légèrement vésiculé
MT32O	Rivière Claire - champ de tir	1902 / 1929	nuées ardentes	bloc sombre très vésiculé ("mousse")
MT32P	Rivière Claire - champ de tir	1902 / 1929	nuées ardentes	enclave de lithique clair dans un encaissant plus sombre (id. MT32R)
MT32T	Tombeau Caraïbes	P4 (2440 B.P.)	déferlante	8 lapilli ponceux
MT32V	Tombeau Caraïbes	P4	déferlante	bloc ponceux (id. MT32W)
MT32X	Tombeau Caraïbes	P4	coulée ponceuse	bloc ponceux rubané
MT32Y	Tombeau Caraïbes	P4	coulée ponceuse	bloc ponceux gris légèrement rubané (id. MT32Z)
MT33A	Tombeau Caraïbes	P4	coulée ponceuse	bloc sombre légèrement vésiculé
MT33B	Tombeau Caraïbes	P1 (650 B.P.)	retombée plinienne	bloc ponceux, échantillonné à la base du dépôt
MT33C	Tombeau Caraïbes	P1	retombée plinienne	bloc ponceux, échantillonné au milieu du dépôt
MT33D	Tombeau Caraïbes	P1	retombée plinienne	bloc ponceux, échantillonné au toit du dépôt
MT33E	Tombeau Caraïbes	P1	déferlante	cendres
MT33F	Tombeau Caraïbes	P1	déferlante	bloc lithique vitreux à cassure "conchoïdale"
MT33G	Tombeau Caraïbes	P1	déferlante	15 lapilli non vésiculés (faciès représentatif de la déferlante)
MT33H	Tombeau Caraïbes	P1	déferlante	matrice cendreuse du lit inférieur grossier
MT33I	Rivière du précheur	P1	coulée ponceuse	bloc ponceux échantillonné à la base du dépôt
MT33J	Rivière du Précheur	P1	coulée ponceuse	matrice cendreuse
MT33K	Rivière du précheur	P1	coulée ponceuse	lapillus lithique dense
MT33L	Rivière du Précheur	P1	coulée ponceuse	bloc ponceux échantillonné à un niveau supérieur à MT33I
MT33M	carrière Morne Ponce	8 mai 1902	déferlante	cendres
MT33W	carrière Morne Ponce	P1	déferlante	matrice cendreuse au toit du dépôt
MT33P	carrière Morne Ponce	8 mai 1902	déferlante	bloc lithique sombre
MT33R	carrière Morne Ponce	8 mai 1902	déferlante	matrice cendreuse grossière + lapilli de la partie inférieure du dépôt
MT33S	Morne Ponce-déversoir	P1	déferlante	bloc lithique vitreux
MT33T	Morne Ponce-déversoir	P1	déferlante	bloc lithique très vésiculé

MT33V	Morne Ponce-déversoir	P1	déferlante	bloc lithique moyennement vésiculé
MT33W	Morne Ponce-déversoir	P1	déferlante	4 lapilli ponceux
MT33X	Chemin Fond Corré	P1	déferlante	matrice cendreuse
MT33Y	Chemin Fond Corré	8 mai 1902	déferlante	matrice cendreuse
MT33Z	Morne Lénard	P1	déferlante	2 lapilli vitreux noirs + 1 lapillus ponceux
MT34B	Morne Lénard	P1	?	2 lapilli vitreux noirs
MT34F	Morne Lénard (la plus haute carrière)	P1	retombée plinienne	lapilli lithiques sombres
MT34G	Morne Lénard (la plus haute carrière)	P1	retombée plinienne	lapilli ponceux (par comparaison avec MT34F)
MT34H	Morne Lénard	P1	déferlante	cendres du niveau grossier du dépôt
MT34I	sommet Mt Pelée	1902	dôme	bloc ponceux gris
MT34J	sommet Mt Pelée	1902	dôme	bombe craquelée
MT34M	sommet Mt Pelée	1902	dôme	bloc lithique gris (id. MT34N)
MT34P	sommet Mt Pelée	1929	dôme	bloc lithique gris (id. MT34R)
MT34Z	Grande Savane-Case l'Etang	P1	retombée plinienne	4 bombes craquelées légèrement vésiculées
MT35F	Case Vialla	P1	retombée plinienne	cendres ponceuses
MT35G1	Tombeau Caraïbes	P3 (2010 B.P.)	retombée plinienne	lapillus ponceux gris (relativement dense)
MT35G2	Tombeau Caraïbes	P3	retombée plinienne	lapillus ponceux gris légèrement rubané (id. MT35G3 et MT35G4)
MT35G5	Tombeau Caraïbes	P3	retombée plinienne	lapillus ponceux à cassures planes et craquelées
MT35G6	Tombeau Caraïbes	P3	retombée plinienne	lapillus gris rubané
MT35G7	Tombeau Caraïbes	P3	retombée plinienne	lapillus ponceux clair (id. MT35G8, MT35G9 et MT35G10)
MT35G11	Tombeau Caraïbes	P3	coulée ponceuse	bloc ponceux (id. MT35G12)
MT35L	haut de Grande Savane	P1	retombée plinienne	lapilli ponceux
MT35M	haut de Grande Savane	P1	retombée plinienne	matrice cendreuse
MT35N1	haut de Grande Savane	P1	déferlante	bloc lithique vitreux (id. MT35N2)
MT35N3	haut de Grande Savane	P1	déferlante	bloc lithique sombre (id. MT35N5, MT35N6 et MT35N7)
MT35N4	haut de Grande Savane	P1	déferlante	bloc lithique légèrement vésiculé
MT35N8	haut de Grande Savane	P1	déferlante	bloc ponceux de la déferlante (id. MT35N9, MT35N10 et MT35N11)
MT35P	haut de Grande Savane	P1	déferlante	matrice cendreuse
MT35R	haut de Grande Savane	P1	retombée plinienne	matrice de la base du plinien
MT35S	haut de Grande Savane	P1	retombée plinienne	matrice du haut du plinien
MT35T	Grande Savane	P1	retombée plinienne	matrice
MT35V1	Grande Savane	P1	retombée plinienne	lapillus non vésiculé (id. MT35V2, MT35V4 et MT35V5)
MT35V3	Grande Savane	P1	retombée plinienne	lapillus moyennement vésiculé, légèrement rubané
MT35V4	Grande Savane	P1	retombée plinienne	lapillus ponceux
MT35W	Rivière Claire-embouchure à (rive gauche)	1929	nuées ardentes	bloc lithique gris le plus vésiculé au
MT36B	Rivière Claire-embouchure	1929	nuées ardentes	bloc lithique gris le moins vésiculé
MT36C	à (rive droite)	1929	nuées ardentes	bloc lithique gris le plus vésiculé (Nuée supérieure à la précédente) au
MT36H	Rivière Claire - embouchure	1929	nuées ardentes	bloc lithique gris le moins vésiculé
MT36P	Morne Ponce - déversoir	P1	déferlante	une centaine de lapilli de granulométrie 10-20 mm



MT36R	Morne Ponce - déversoir	P1	déferlante	fraction < 10 mm
MT36S	tranchée Beauséjour	20 mai 1902	déferlante	une centaine de lapilli de granulométrie 10-20 mm
MT36T	tranchée Beauséjour	20 mai 1902	déferlante	fraction < 10 mm
MT36V	Fond Corré - esplanade	30 août 1902	déferlante	une centaine de lapilli de granulométrie 10-20 mm
MT36W	Fond Corré - esplanade	30 août 1902	déferlante	fraction < 10 mm
MT36X	Rivière Blanche - champ de tir	1929	nuées ardentes	une centaine de lapilli de granulométrie 10-20 mm
MT36Y	Rivière Blanche - champ de tir	1929	nuées ardentes	fraction < 10 mm
MT36Z	Grande Savane - Case l'Etang	P1	retombée plinienne	une centaine de lapilli de granulométrie 10-20 mm
MT37A	Grande Savane - Case l'Etang	P1	retombée plinienne	fraction < 10 mm
MT37B	Morne Lénard	8 mai 1902	déferlante	une centaine de lapilli de granulométrie 10-20 mm
MT37C	Morne Lénard	8 mai 1902	déferlante	fraction < 10 mm
MT37D	Savane-Depaz	P1	déferlante	cendres (id. MT37E)
MT37N	Rivière Claire - rive gauche	1929	nuées ardentes	une centaine de lapilli de granulométrie 10-20 mm
MT37P	Rivière Claire - rive gauche	1929	nuées ardentes	fraction < 10 mm
MT37R	Rivière Claire - rive droite	1929	nuées ardentes	une centaine de lapilli de granulométrie 10-20 mm
MT37S	Rivière Claire - rive droite	1929	nuées ardentes	fraction < 10 mm
MT37T	Tombeau Caraïbes	P3	retombée plinienne	une centaine de lapilli de granulométrie 10-20 mm
MT37V	Tombeau Caraïbes	P3	retombée plinienne	fraction < 10 mm
MT37W	Tombeau Caraïbes	P3	coulée ponceuse	une centaine de lapilli de granulométrie 10-20 mm
MT37X	Tombeau Caraïbes	P3	coulée ponceuse	fraction < 10 mm
MT37Y	Morne Lénard	P2 (1670 B.P.)	coulée ponceuse	bloc ponceux
MT37Z	Morne Lénard	P2	coulée ponceuse	une centaine de lapilli de granulométrie 10-20 mm
MT38A	Morne Lénard	P2	coulée ponceuse	fraction < 10 mm
MT38B	haut Morne Lénard	P1	déferlante	cendres
MT38D	Morne Ponce - déversoir	P1	déferlante	bloc ponceux blanc vésiculé
MT38E	Morne Ponce - déversoir	P1	déferlante	bloc ponceux gris vésiculé (id. MT38F)
MT38G	Morne Ponce - déversoir	P1	déferlante	bloc ponceux gris peu vésiculé (id. MT38H, MT38T et MT38V)
MT38I	Morne Ponce - déversoir	P1	déferlante	bloc gris moyennement vésiculé (id. MT38K)
MT38L	Morne Ponce - déversoir	P1	déferlante	bloc gris non vésiculé (id. MT38M, MT38N et MT38P)
MT38R	Morne Ponce - déversoir	P1	déferlante	bloc gris légèrement vésiculé (id. MT38S)
MT38W	Rivière du Prêcheur	P1	coulée ponceuse	une centaine de lapilli de granulométrie 10-20 mm

(MT38W échantillonné par J.Ph. Rançon)





# **ANNEXE B**

DOME 1929											
Exp.	P (bar)	T (°C)	Durée (heure)	P H2 (bar)	XH2Oin	H2O mesurée (poids %)	H2O recalc. (poids %)	H2O Burnham (poids %)	log fO2 moyen (bar)	ΔNNO (bar)	Assemblage de phase - Proportions volumiques (entre parenthèse)  Am* = Amphibole de trempe
X1	2028	850	235	-	0.8	6.8	-		-10.3	NNO+2.5	verre(47),pl(41),opx(8),mt(5)
X5	2130	876	322	3.5	1	9.6	6.9	6.2	-11.56	NNO+0.8	verre(59),pl(28),opx(7),mt(4),am(3),ilm)
					0.9	8.4	6.5				verre(56),pl(32),opx(9),cpx(0.5),mt(3),ilm)
					0.8	6.9	6.15				verre(50),pl(38),opx(9),mt(3)
X2	2150	902	270	3.6	0.8	6.7	-		-11.14	NNO+0.8	verre(56),pl(33),opx(8),mt(3)
X3	2112	902	327	9.75	1	9.6	6.9	5.4	-11.97	NNO-0.1	verre,pl,opx,mt,am*
					0.9	8.9	6.2				verre,pl,opx,mt,am*,ilm
					0.8	8.8	5.8				verre,pl,opx,(mt),ilm
					0.7	-	5.1				verre,pl,opx,mt
X4	2205	903	302	5.85	1	9.7	6.9	6.1	-11.41	NNO+0.4	verre(68),pl(20),opx(8),mt(3),am*
					0.9	7.6	6.15				verre(60),pl(28),opx(8),mt(3),am*
					0.8	7.6	5.6				verre(51),pl(37),opx(10),mt(2),am*
					0.7	6.7	5.45				verre(47),pl(40),opx(12),mt(1)
X6	2210	930	256	4.4	1	11.0	6.9	6.0	-10.63	NNO+0.7	verre(71),pl(19),opx(7),mt(3),am*
					0.9	9.1	6.4				verre(66),pl(23),opx(8),mt(3),am*
					0.8	-	6.05				verre(59),pl(31),opx(9),mt(2),am*
					0.7	4.7	5.5				verre(53),pl(36),opx(10),mt(1)
X7	2117	950	184	~0.9	1	6.9	6.9	6.5	-9	NNO+2	verre,pl,mt,am*
					0.9	7.1	6.7				verre,pl,opx,mt,am*
					0.8	7.0	6.3				verre,pl,opx,mt,am*
					0.7	5.9	6.2				verre,pl,opx,mt,am*
X8	2102	1003	140	~ 0.54	1	7.4	6.9	6.5	-7.6	NNO+2.5	verre,mt,am*
					0.9	6.8	-				verre,pl,mt,am*
					0.8	5.7	-				verre(71),pl(10),mt(2),am*



<b>DÔME 1929</b>													
Dans la colonne n°3 "Phase", le nombre entre parenthèses = nombre d'analyses													
Chaque pourcentage d'oxyde est une moyenne (et écart-type) des analyses (nombre d'analyse entre parenthèses dans la 3e colonne) des phases des différentes charges.													
La composition du verre est recalculée sur une base anhydride													
Exp.	XH2Oin	Phase	SiO2	FeO	Na2O	K2O	Al2O3	MnO	MgO	CaO	TiO2	TOTAL	
<b>X1</b>	0.8	verre (4)	78.13 (0.32)	1.35 (0.15)	2.90 (0.06)	2.52 (0.17)	12.21 (0.08)	0.10 (0.08)	0.41 (0.03)	2.09 (0.12)	0.30 (0.06)	100.00	
		pl (1)	53.65	0.87	4.28	0.19	28.78	0.0	0.05	12.39	0.09	100.32	An 60.8
		opx (3)	54.23 (0.7)	16.95 (0.27)	0.04 (0.03)	0.05 (0.04)	1.72 (0.29)	1.58 (0.08)	24.14 (0.1)	1.43 (0.13)	0.13 (0.05)	100.24	En 67.9
		mt (1)	1.56	83.28	0.12	0.0	2.35	0.69	1.84	0.37	3.96	94.18	Mt 89.1
<b>X5</b>	1	verre (4)	72.66 (0.72)	2.36 (0.41)	3.6 (0.21)	1.93 (0.05)	15.03 (0.27)	0.2 (0.08)	0.32 (0.12)	3.57 (0.22)	0.32 (0.06)	100.00	
		pl (2)	52.54 (0.77)	0.96 (0.13)	3.4 (0.12)	0.23 (0.02)	28.95 (0.17)	0.04 (0.04)	0.19 (0.12)	13.08 (0.18)	0.02 (0.0)	99.43	An 67
		opx (2)	53.22 (0.1)	20.78 (0.02)	0.09 (0.03)	0.04 (0.0)	1.53 (0.3)	1.07 (0.09)	21.93 (0.35)	1.66 (0.34)	0.16 (0.05)	100.48	En 62
		mt (2)	0.24 (0.05)	81.72 (0.01)	0.01 (0.01)	0.02 (0.0)	2.92 (0.05)	0.51 (0.03)	1.57 (0.13)	0.11 (0.02)	7.03 (0.13)	94.12	Mt 79.4
		am (6)	47.08 (0.91)	13.9 (0.72)	1.75 (0.16)	0.22 (0.06)	9.24 (0.3)	0.45 (0.05)	13.22 (0.49)	10.13 (0.25)	1.31 (0.14)	97.31	
		verre (4)	73.31 (0.12)	2.68 (0.1)	3.53 (0.09)	2.18 (0.09)	14.08 (0.11)	0.17 (0.08)	0.58 (0.06)	3.11 (0.14)	0.36 (0.06)	100.00	
<b>X2</b>	0.8	pl (1)	52.38	1.05	4.32	0.2	28.34	0.0	0.12	11.52	0.02	97.95	An 58.8
		opx (4)	51.77 (0.22)	22.66 (0.25)	0.03 (0.03)	0.0	1.64 (0.07)	0.97 (0.08)	20.39 (0.32)	1.6 (0.15)	0.19 (0.04)	99.26	En 58.9
		cpx (1)	51.2	13.67	0.44	0.05	2.49	0.87	13.37	17.25	0.41	99.76	En39Wo36
		mt (2)	0.28 (0.12)	78.41 (0.49)	0.03 (0.03)	0.0	2.721 (0.03)	0.609 (0.1)	1.29 (0.07)	0.2 (0.05)	9.06 (0.23)	92.61	Mt 72.8
		verre (1)	74.41	2.55	4.09	2.42	13.32	0.13	0.34	2.39	0.36	100.00	
		pl (2)	55.63 (0.92)	1.11 (0.21)	4.55 (0.12)	0.24 (0.02)	26.72 (0.93)	0.05 (0.05)	0.11 (0.0)	10.89 (0.66)	0.12 (0.06)	99.43	An 56.1
<b>X3</b>	0.8	opx (2)	51.66 (0.11)	24.82 (0.4)	0.05 (0.05)	0.01 (0.01)	1.15 (0.01)	1.26 (0.15)	18.96 (0.29)	2.17 (0.11)	0.23 (0.03)	100.31	En 53.9
		mt (1)	0.22	76.25	0.0	0.04	2.36	0.57	1.44	0.14	10.39	91.41	Mt 68.5
		verre (2)	73.27 (0.34)	3.46 (0.56)	2.88 (0.31)	2.14 (0.02)	14.04 (0.22)	0.14 (0.01)	0.93 (0.39)	2.69 (0.05)	0.45 (0.01)	100.00	
		pl (3)	52.38 (0.49)	0.95 (0.26)	4.28 (0.11)	0.13 (0.04)	29 (0.28)	0.04 (0.05)	0.11 (0.08)	11.78 (0.14)	0.11 (0.08)	98.80	An 59.8
		opx (3)	51.02 (0.06)	22.46 (1.02)	0.05 (0.05)	0.01 (0.01)	2.19 (0.27)	1.06 (0.02)	20.76 (0.5)	1.34 (0.16)	0.15 (0.06)	99.05	En 59.4
		mt (1)	0.78	74.43	0.11	0.0	4.03	0.52	1.65	0.14	9.2	90.87	Mt 70.9
<b>X3</b>	1	verre (1)	71.01	3.47	3.43	1.31	15.27	0.16	0.26	4.55	0.53	100.00	
		pl (1)	49.76	0.64	2.69	0.12	30.13	0.0	0.07	14.87	0.03	98.34	An 74.8
		opx (6)	51.43 (0.54)	22.86 (0.18)	0.01 (0.02)	0.01 (0.01)	1.98 (0.49)	0.79 (0.08)	19.98 (0.24)	1.6 (0.15)	0.2 (0.04)	98.87	En 58.1
		mt (1)											



Exp.	XH <sub>2</sub> O in	Phase	SiO <sub>2</sub>	FeO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	TiO <sub>2</sub>	TOTAL
	0.9	verre (1)	72.04	3.97	3.26	2.15	14.46	0.0	0.49	3.22	0.41	100.00
		pl (1)	53.23	0.75	4.15	0.16	28.72	0.02	0.04	12.64	0.04	An 62.1
		opx (1)	51.0	25.5	0.09	0.03	1.92	0.8	18.28	1.8	.22	En 53.2
		mt (3)	0.28 (0.05)	73.05 (0.43)	0.0	0.01 (0.01)	3.26 (0.05)	0.55 (0.06)	1.73 (0.02)	0.24 (0.07)	12.71 (0.13)	Mt 60.7
		ilm (2)	0.3 (0.07)	46.03 (0.2)	0.05 (0.01)	0.01 (0.01)	0.21 (0.03)	0.63 (0.15)	2.58 (0.24)	0.2 (0.03)	47.02 (0.13)	Ilm 89.2
	0.8	verre (2)	73.20 (0.08)	3.24 (0.25)	3.36 (0.03)	2.15 (0.08)	14.08 (0.52)	0.11 (0.02)	0.34 (0.19)	3.11 (0.05)	0.39 (0.04)	100.00
		pl (3)	55.3 (0.67)	0.64 (0.03)	4.76 (0.12)	0.19 (0.09)	27.4 (0.87)	0.0	0.05 (0.02)	11.31 (0.51)	0.02 (0.03)	An 56.1
		opx (5)	50.81 (0.87)	27.82 (0.47)	0.05 (0.07)	0.02 (0.03)	1.27 (0.26)	0.86 (0.04)	17.45 (1.3)	1.69 (0.39)	0.26 (0.05)	En 50.2
		mt (1)										
		ilm (6)	0.44 (0.23)	45.6 (0.34)	0.04 (0.03)	0.02 (0.01)	0.26 (0.05)	0.69 (0.13)	2.17 (0.28)	0.25 (0.02)	46.64 (0.49)	Ilm 90.6
	0.7	verre (1)										
		pl (1)										
		opx (3)	51.53 (0.6)	25.99 (1.55)	0.94 (0.22)	0.25 (0.04)	6.13 (1.05)	0.87 (0.05)	11.17 (0.59)	2.96 (0.33)	0.2 (0.09)	En 39.4
		mt (1)										
X4	1	verre (4)	71.75 (0.54)	3.02 (0.5)	3.50 (0.16)	1.53 (0.05)	15.14 (0.65)	0.16 (0.04)	0.24 (0.08)	4.21 (0.08)	0.45 (0.04)	100.00
		pl (1)	48.3	0.68	2.81	0.06	31.38	0.0	0.07	14.81	0.0	An 74.2
		opx (2)	52.28 (0.09)	18.83 (0.37)	0.06 (0.03)	0.01 (0.0)	2.57 (0.35)	0.96 (0.01)	22.87 (0.79)	1.74 (0.15)	0.16 (0.01)	En 64.9
		mt (1)	0.33	79.16	0.0	0.0	4.05	0.35	1.89	0.17	7.46	Mt 77.3
	0.9	verre (1)	71.71	3.06	3.64	2.11	14.94	0.24	0.21	3.55	0.53	100.00
		pl (2)	54.66 (0.43)	1.21 (0.13)	3.84 (0.01)	0.25 (0.02)	27.66 (0.55)	0.02 (0.02)	0.1 (0.04)	11.7 (0.17)	0.08 (0.08)	An 61.7
		opx (2)	52.42 (0.33)	19.15 (0.75)	0.08 (0.02)	0.01 (0.01)	2.15 (0.12)	0.98 (0.03)	21.94 (0.16)	2.36 (0.86)	0.18 (0.01)	En 62.8
		mt (2)	0.89 (0.14)	75.77 (0.4)	0.07 (0.03)	0.04 (0.02)	3.16 (0.01)	0.39 (0.0)	1.49 (0.01)	0.25 (0.04)	10.12 (0.09)	Mt 68.6
	0.8	verre (4)	72.11 (0.39)	3.72 (0.27)	3.37 (0.17)	2.15 (0.10)	14.00 (0.07)	0.14 (0.04)	0.64 (0.08)	3.40 (0.07)	0.48 (0.07)	100.00
		pl (1)	55.36	0.82	4.45	0.32	26.99	0.07	0.08	10.98	0.05	An 56.6
		opx (2)	51.44 (0.12)	25.42 (0.1)	0.05 (0.0)	0.01 (0.01)	1.27 (0.07)	0.89 (0.02)	18.38 (0.02)	1.69 (0.15)	0.21 (0.0)	En 53.5
		mt (1)										
	0.7	ver.sec (4)	73.59 (0.49)	3.3 (0.30)	3.46 (0.02)	2.46 (0.06)	13.55 (0.12)	0.06 (0.05)	0.4 (0.08)	2.68 (0.14)	0.51 (0.03)	100.00
		pl (1)	56.25	1.0	4.51	0.26	27.19	0.0	0.1	10.93	0.09	An 56.3
		opx (4)	50.97 (0.15)	26.49 (0.11)	0.02 (0.01)	0.01 (0.01)	1.3 (0.21)	0.91 (0.07)	17.28 (0.35)	1.7 (0.26)	0.22 (0.02)	En 51
		mt (2)	0.29 (0.03)	73.88 (0.66)	0.06 (0.04)	0.02 (0.01)	2.58 (0.03)	0.52 (0.03)	1.5 (0.09)	0.14 (0.05)	14.09 (0.73)	Mt 57.3



Exp.	XH2Oin	Phase	SiO2	FeO	Na2O	K2O	Al2O3	MnO	MgO	CaO	TiO2	TOTAL
X6	1	verre (1)	72.03	2.41	3.4	1.23	15.73	0.32	0.14	4.25	0.48	100.00
		pl (2)	48.6 (1.54)	1.23 (0.39)	2.19 (0.03)	0.13 (0.0)	30.33 (0.57)	0.02 (0.02)	0.2 (0.12)	15.08 (0.75)	0.02 (0.0)	An 78.5
		opx (2)	52.67 (0.1)	18.7 (0.5)	0.01 (0.01)	0.01 (0.01)	1.61 (0.17)	0.74 (0.06)	24.36 (0.03)	1.59 (0.14)	0.09 (0.01)	En 66.9
		mt (2)	0.303 (0.0)	79.81 (0.39)	0.02 (0.02)	0.01 (0.0)	4.11 (0.0)	0.36 (0.09)	2.18 (0.02)	0.19 (0.01)	6.43 (0.02)	Mt 80.6
		verre (1)	71.6	2.92	3.38	1.91	15.37	0.23	0.29	3.77	0.53	100.00
	0.9	pl (2)	50.38 (0.34)	0.81 (0.08)	3 (0.04)	0.16 (0.02)	30.54 (0.05)	0.02 (0.01)	0.07 (0.0)	14.21 (0.18)	0.0	An 71.7
		opx (1)	52.25	19.9	0.02	0.0	1.63	0.82	22.52	1.86	0.22	En 63.5
		mt (4)	0.27 (0.07)	77.85 (0.29)	0.03 (0.04)	0.02 (0.02)	3.51 (0.06)	0.45 (0.05)	1.86 (0.06)	0.15 (0.05)	8.25 (0.21)	Mt 75.9
		verre (1)	71.58	3.98	3.25	2.22	14.44	0.13	0.51	3.39	0.5	100.00
		pl (2)	53.56 (0.61)	1.26 (0.08)	4.15 (0.08)	0.23 (0.04)	27.88 (0.3)	0.01 (0.01)	0.11 (0.0)	11.81 (0.44)	0.07 (0.0)	An 60.3
	0.8	opx (2)	51.75 (0.56)	23.82 (0.03)	0.01 (0.01)	0.01 (0.01)	1.47 (0.26)	0.93 (0.06)	20.25 (0.21)	1.62 (0.04)	0.21 (0.05)	En 57.4
		mt (2)	0.26 (0.07)	76.95 (0.1)	0.01 (0.01)	0.03 (0.0)	3.18 (0.07)	0.46 (0.1)	1.58 (0.08)	0.24 (0.0)	9.9 (0.11)	Mt 69.8
		verre (4)	71.3 (0.53)	4.34 (0.27)	3.36 (0.03)	2.29 (0.11)	14.22 (0.18)	0.15 (0.06)	0.58 (0.09)	3.22 (0.1)	0.53 (0.03)	100.00
		pl (2)	55.18 (0.06)	1 (0.21)	4.36 (0.2)	0.23 (0.03)	27.42 (0.36)	0.03 (0.03)	0.09 (0.02)	11.07 (0.03)	0.07 (0.04)	An 57.5
		opx (2)	51.49 (0.22)	25.08 (0.61)	0.06 (0.05)	0.02 (0.02)	1.25 (0.21)	0.97 (0.06)	19.37 (0.09)	1.5 (0.06)	0.18 (0.04)	En 55.2
X7	1	mt (2)	0.4 (0.17)	76.54 (0.09)	0.05 (0.02)	0.02 (0.02)	2.88 (0.09)	0.43 (0.01)	1.75 (0.12)	0.21 (0.02)	11.92 (0.06)	Mt 64.2
		verre (5)	67.10 (0.22)	2.31 (0.33)	3.95 (0.08)	1.01 (0.08)	18.71 (0.17)	0.08 (0.02)	0.23 (0.03)	6.20 (0.16)	0.41 (0.07)	100.00
		pl (1)										
		mt (2)	0.24 (0.07)	79.89 (0.08)	0.04 (0.01)	0.0	4.89 (0.02)	0.35 (0.02)	2.97 (0.03)	0.21 (0.0)	2.69 (0.13)	Mt 92
		verre (3)	68.07 (1.11)	4.00 (0.51)	3.56 (0.17)	1.27 (0.10)	16.68 (0.32)	0.26 (0.07)	0.64 (0.24)	5.05 (0.41)	0.47 (0.07)	100.00
	0.9	pl (4)	51.04 (0.15)	1 (0.05)	3.53 (0.19)	0.1 (0.02)	29.75 (0.27)	0.01 (0.01)	0.1 (0.01)	13.65 (0.31)	0.02 (0.02)	An 67.7
		opx (3)	52.18 (0.33)	16.74 (0.21)	0.03 (0.0)	0.01 (0.01)	2.54 (0.26)	0.71 (0.02)	24.88 (0.53)	1.55 (0.19)	0.16 (0.03)	En 69.5
		mt (3)	0.35 (0.06)	79.99 (0.81)	0.03 (0.03)	0.02 (0.01)	4.26 (0.04)	0.4 (0.03)	2.88 (0.04)	0.18 (0.06)	3.48 (0.11)	Mt 89.7
		verre (3)	71.01 (0.44)	3.32 (0.27)	3.13 (0.36)	1.84 (0.04)	15.4 (0.45)	0.1 (0.15)	0.71 (0.07)	3.94 (0.14)	0.49 (0.06)	100.00
		pl (1)										
	0.8	opx (1)	50.99	18.94	0.01	0.0	2.76	0.67	23.24	1.38	0.28	En 65.9
		mt (1)	0.3	80.8	0.06	0.0	3.51	0.56	2.24	0.12	4.78	Mt 86
		verre (4)	70.00 (0.2)	4.28 (0.54)	3.46 (0.25)	1.90 (0.13)	14.73 (0.41)	0.08 (0.07)	1.02 (0.13)	4.07 (0.38)	0.5 (0.09)	100.00
		pl (2)	53.58 (0.33)	1.13 (0.03)	3.98 (0.18)	0.22 (0.01)	27.39 (0.03)	0.05 (0.05)	0.18 (0.0)	11.77 (0.12)	0.09 (0.02)	An 61.2
		opx (1)	52.56	19.21	0.27	0.05	3.14	0.97	20.63	1.94	0.28	En 61.9
		mt (3)	0.47 (0.17)	79.2 (0.71)	0.01 (0.02)	0.02 (0.02)	3.37 (0.07)	0.46 (0.08)	2.16 (0.08)	0.17 (0.06)	5.1 (0.06)	Mt 84.7

Exp.	XH <sub>2</sub> O in	Phase	SiO <sub>2</sub>	FeO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	TiO <sub>2</sub>	TOTAL	
<b>X8</b>	1	verre (3)	66.8 (0.19)	2.45 (0.1)	3.97 (0.12)	1.03 (0.08)	18.81 (0.06)	0.11 (0.04)	0.31 (0.04)	6.16 (0.2)	0.34 (0.08)	100.00	
		mt (3)	0.33 (0.33)	82.81 (0.58)	0.03 (0.04)	0.01 (0.01)	4.65 (0.11)	0.37 (0.13)	3.55 (0.21)	0.19 (0.12)	1.48 (0.08)	93.43	<b>Mt 94.7</b>
	0.9	verre (l)											
		pl (1)	48.69	1.22	2.09	0.06	32.28	0.0	0.08	16.38	0.0	100.81	<b>An 80.9</b>
		mt (1)	0.19	83.13	0.0	0.01	5.03	0.4	4.03	0.18	1.86	94.83	<b>Mt 95</b>
	0.8	verre (3)	69.65 (1.03)	2.81 (0.64)	3.33 (0.12)	1.59 (0.22)	17.23 (0.21)	0.16 (0.1)	0.54 (0.19)	4.09 (0.35)	0.59 (0.08)	100.00	
		pl (1)	48.59	1.16	2.35	0.03	32.08	0.0	0.07	15.85	0.08	100.22	<b>An 78.7</b>
		mt (1)	0.15	83.31	0.02	0.04	4.97	0.41	4.02	0.23	2.12	95.28	<b>Mt 94.3</b>



RETOMBEE P1											
Exp.	P (bar)	T (°C)	Durée (heure)	P H2 (bar)	XH2Oin	H2O mesurée (poids %)	H2O recalc. (poids %)	H2O Burnham (poids %)	log fO2 moyen (bar)	ΔNNO (bar)	Assemblage de phase - Proportions volumiques (entre parenthèse) Am* = Amphibole de trempe
X5	2130	876	322	3.5	1	9.8	6.9	6.1	-11.56	NNO+0.8	verre(63),pl(25),opx(9),mt(3),am verre(52),pl(36),opx(10),mt(2) verre,pl,opx,cpx,mt
X3	2112	902	327	9.75	1	10.6	6.9	6.1	-11.97	NNO-0.1	verre,pl,opx,cpx,mt,am* verre,pl,opx,mt,am* verre,pl,opx,mt,ilm verre,pl,opx,mt,ilm
X4	2205	903	302	5.85	1	-	6.9	-	-11.41	NNO+0.4	verre,pl,opx,mt,am* verre(59),pl(30),opx(8),cpx(<0.5),mt(2),am* verre,pl,opx,mt verre,pl,opx,mt
X6	2210	930	256	4.4	1	10.9	6.9	5.7	-10.63	NNO+0.7	verre(75),pl(14),opx(8),mt(3),am* verre(66),pl(23),opx(9),mt(3),am* verre(59),pl(29),opx(9),mt(2),am* verre,pl,opx,mt,am*
X7	2117	950	184	~0.9	1	8.6	6.9	6.5	-9	NNO+2	verre(94),pl(1),mt(5),am* verre(80),pl(16),opx,mt(5),am* verre(74),pl(16),opx(7),mt(3),am* verre(59),pl(31),opx(7),mt(2),am* verre,mt,am*
X8	2102	1003	140	~0.54	1	8.2	6.9	6.1	-7.6	NNO+2.5	verre,pl,mt,am* verre(82),pl(5),mt(11),am* verre,pl,opx,mt,am*
X9	2126	930	238	3	1	8.8	6.9	6.1	-10.34	NNO+1	verre,pl,opx,mt,am* verre,pl,opx,mt,am* verre,pl,opx,mt,am* verre,pl,opx,mt,am*
X10	2265	930	216	1	1	-	6.9	-	-9.34	NNO+2	verre,pl,cpx,mt,am verre(71),pl(21),opx(5),mt(3),am* verre(63),pl(28),opx(6),mt(3),am* verre(50),pl(39),opx(4),mt(3)



RETOMBEE P1												
Dans la colonne n°3 "Phase", le nombre entre parenthèses = nombre d'analyses												
Chaque pourcentage d'oxyde est une moyenne (et écart-type) des analyses (nombre d'analyse entre parenthèses dans la 3e colonne) des phases des différentes charges.												
La composition du verre est recalculée sur une base anhydre												
Exp.	XH2Oin	Phase	SiO2	FeO	Na2O	K2O	Al2O3	MnO	MgO	CaO	TiO2	TOTAL
X5	1	verre (2)	73.17 (0.27)	2.33 (0.09)	3.28 (0.14)	1.93 (0.13)	14.9 (0.54)	0.01 (0.01)	0.26 (0.0)	3.81 (0.12)	0.31 (0.01)	100.00
		pl (1)	54.23	1.02	3.82	0.19	29.1	0.03	0.05	12.93	0.09	101.47
		opx (4)	52.74 (0.37)	21.32 (0.63)	0.06 (0.08)	0.01 (0.02)	2.02 (0.28)	1.14 (0.08)	21.85 (0.67)	1.59 (0.25)	0.14 (0.01)	An 64.4
		mt (1)	0.25	78.06	0.0	0.0	2.70	0.59	1.50	0.28	6.76	En 61.4
		am (4)	45.83 (0.17)	13.34 (0.51)	1.64 (0.09)	0.16 (0.02)	8.69 (0.29)	0.38 (0.09)	14.04 (0.05)	10.34 (0.19)	1.26 (0.08)	Mt 79.5
0.9		verre (4)	73.67 (0.49)	2.41 (0.13)	3.57 (0.24)	2.3 (0.06)	14.47 (0.3)	0.04 (0.04)	0.28 (0.06)	2.93 (0.13)	0.32 (0.04)	100.00
		pl (1)	54.05	1.34	4.39	0.29	27.25	0.04	0.08	11.72	0.08	99.25
		opx (3)	52.42 (0.36)	23.10 (0.48)	0.05 (0.02)	0.01 (0.01)	1.80 (0.29)	0.84 (0.09)	20.55 (0.09)	1.81 (0.33)	0.21 (0.02)	An 58.5
		mt (1)	0.25	77.31	0.07	0.02	2.77	0.34	1.29	0.08	8.48	En 58.2
												Mt 73.7
0.8		verre (2)	74.73 (0.21)	2.87 (0.13)	3.37 (0.1)	2.32 (0.09)	13.21 (0.04)	0.06 (0.02)	0.4 (0.01)	2.69 (0.09)	0.34 (0.02)	100.00
		pl (2)	56.19 (0.55)	1.82 (0.17)	4.61 (0.32)	0.35 (0.05)	26.0 (0.35)	0.02 (0.02)	0.14 (0.04)	10.47 (0.07)	0.07 (0.05)	99.68
		opx (4)	51.16 (0.28)	23.74 (0.56)	0.06 (0.05)	0.01 (0.01)	1.54 (0.26)	1.07 (0.1)	18.83 (0.37)	1.65 (0.16)	0.20 (0.03)	An 54.4
		mt (1)	0.62	76.15	0.01	0.04	2.46	0.57	1.28	0.26	0.38	En 55.5
												Mt 68.4
X3	1	verre (2)	70.57 (0.25)	3.03 (0.16)	3.47 (0.01)	1.50 (0.02)	16.12 (0.43)	0.21 (0.13)	0.23 (0.05)	4.30 (0.18)	0.56 (0.05)	100.00
		pl (1)	50.2	0.62	3.04	0.08	30.74	0.0	0.04	14.83	0.03	99.58
		opx (2)	50.96 (0.29)	23.26 (0.74)	0.06 (0.02)	0.03 (0.02)	1.86 (0.41)	0.75 (0.02)	21.72 (0.21)	1.68 (0.1)	0.19 (0.03)	An 72.6
		cpx (2)	50.44 (0.23)	13.78 (0.22)	0.20 (0.03)	0.01 (0.01)	2.52 (0.75)	0.51 (0.05)	12.94 (0.51)	17.79 (0.1)	0.51 (0.1)	En 59.7
		mt (2)	0.44 (0.25)	72.96 (0.7)	0.05 (0.05)	0.01 (0.01)	3.24 (0.04)	0.52 (0.09)	1.68 (0.11)	0.20 (0.04)	12.0 (0.17)	En38Wo38
0.9		verre (2)	71.68 (0.05)	4.15 (0.22)	3.52 (0.07)	2.12 (0.01)	14.91 (0.16)	0.15 (0.06)	0.44 (0.05)	3.50 (0.03)	0.53 (0.05)	Mt 62.5
		pl (6)	53.60 (1.13)	1.41 (0.32)	3.87 (0.15)	0.25 (0.08)	26.99 (0.73)	0.05 (0.05)	0.13 (0.06)	11.46 (0.28)	0.09 (0.03)	100.00
		opx (3)	51.05 (0.15)	25.18 (0.35)	0.06 (0.07)	0.02 (0.02)	1.75 (0.4)	0.97 (0.2)	18.21 (0.72)	1.92 (0.03)	0.28 (0.03)	An 61.1
		mt (4)	0.26 (0.14)	72.82 (0.77)	0.03 (0.03)	0.04 (0.03)	2.69 (0.07)	0.45 (0.08)	2.18 (0.11)	0.20 (0.07)	14.81 (0.22)	En 53.1
												Mt 55.3
0.8		verre (4)	73.37 (0.31)	3.32 (0.34)	3.26 (0.19)	2.53 (0.06)	13.92 (0.10)	0.06 (0.05)	0.34 (0.05)	2.75 (0.05)	0.45 (0.05)	100.00
		pl (4)	54.76 (0.27)	1.42 (0.44)	4.48 (0.18)	0.31 (0.05)	26.74 (0.3)	0.01 (0.01)	0.10 (0.0)	10.56 (0.21)	0.07 (0.06)	98.46
		opx (1)										An 55.5
		mt (3)	0.26 (0.04)	69.52 (0.11)	0.05 (0.04)	0.03 (0.02)	2.86 (0.03)	0.52 (0.01)	1.56 (0.19)	0.21 (0.01)	14.24 (0.4)	Mt 54.6
		ilm (1)	0.08	46.0	0.07	0.0	.28	.62	2.95	0.18	46.51	ilm 86.9



Exp.	XH2Oin	Phase	SiO2	FeO	Na2O	K2O	Al2O3	MnO	MgO	CaO	TiO2	TOTAL
	0.7	verre (3)	75.84 (0.11)	2.98 (0.06)	2.78 (0.27)	2.75 (0.04)	12.61 (0.09)	0.13 (0.0)	0.33 (0.10)	2.19 (0.16)	0.38 (0.04)	100.00
		pl (1)	56.24 (0.34)	0.75 (0.11)	4.61 (0.05)	0.37 (0.04)	25.49 (0.52)	0.04 (0.04)	0.20 (0.12)	10.31 (0.27)	0.06 (0.03)	An 54
		opx (1)	51.81	24.58	0.09	0.04	0.97	1.12	16.49	3.5	0.18	En 49.3
		mt (1)										
		ilm (1)	0.46	41.84	0.09	0.04	0.42	0.48	1.77	4.16	44.87	ilm 93.5
X4	1	verre (1)										
		pl (2)	50.72 (0.65)	1.00 (0.03)	3.21 (0.02)	0.1 (0.01)	30.35 (0.24)	0.03 (0.03)	0.09 (0.01)	14.01 (0.24)	0.02 (0.02)	An 70.3
		opx (2)	52.92 (0.14)	17.65 (0.18)	0.02 (0.02)	0.01 (0.01)	0.98 (0.98)	0.90 (0.01)	23.59 (0.07)	1.80 (0.01)	0.12 (0.01)	En 66.8
		mt (2)	0.24 (0.03)	77.82 (0.38)	0.03 (0.03)	0.01 (0.01)	3.30 (0.08)	0.42 (0.02)	1.64 (0.12)	0.16 (0.02)	8.07 (0.04)	Mt 75.3
	0.9	verre (2)	72.23 (0.06)	2.79 (0.12)	3.27 (0.05)	2.21 (0.06)	15.01 (0.09)	0.16 (0.02)	0.35 (0.05)	3.57 (0.05)	0.43 (0.01)	100.00
		pl (1)	52.42	1.76	3.77	0.16	28.70	0.0	0.08	12.33	0.07	An 63.7
		opx (2)	52.30 (0.32)	19.48 (0.21)	0.04 (0.04)	0.01 (0.01)	1.93 (0.04)	0.96 (0.07)	22.32 (0.24)	1.66 (0.14)	0.17 (0.02)	En 63.8
		cpx (1)	52.41	14.0	0.17	0.04	2.15	0.68	15.84	14.05	0.36	En46Wo29
		mt (2)	0.36 (0.13)	76.24 (0.03)	0.04 (0.03)	0.04 (0.03)	3.16 (0.01)	0.37 (0.03)	1.48 (0.04)	0.36 (0.2)	9.74 (0.03)	Mt 69.8
	0.8	verre (2)	73.67 (0.12)	2.79 (0.1)	3.18 (0.01)	2.49 (0.09)	14.10 (0.0)	0.11 (0.03)	0.29 (0.01)	2.92 (0.05)	0.45 (0.02)	100.00
		pl (1)										
		opx (2)	50.87 (0.05)	25.13 (0.01)	0.04 (0.03)	0.02 (0.0)	1.34 (0.14)	1.05 (0.04)	18.10 (0.32)	1.76 (0.11)	0.17 (0.02)	En 53.1
		mt (2)	0.56 (0.11)	73.77 (0.08)	0.05 (0.01)	0.05 (0.01)	2.65 (0.02)	0.59 (0.05)	1.36 (0.01)	0.27 (0.05)	12.48 (0.13)	Mt 61.6
	0.7	verre (3)	73.25 (0.1)	3.56 (0.28)	3.67 (0.06)	2.60 (0.08)	13.31 (0.09)	0.09 (0.06)	0.46 (0.07)	2.61 (0.02)	0.45 (0.09)	100.00
		pl (2)	56.03 (0.1)	0.92 (0.01)	4.47 (0.05)	0.35 (0.03)	26.36 (0.02)	0.04 (0.04)	0.10 (0.05)	10.31 (0.12)	0.07 (0.01)	An 54.8
		opx (2)	50.75 (0.46)	26.53 (0.21)	0.01 (0.01)	0.01 (0.01)	1.28 (0.33)	0.88 (0.01)	17.61 (0.1)	1.55 (0.19)	0.25 (0.02)	En 51.6
		mt (1)										
X6	1	verre (1)	71.79	1.91	3.4	1.38	16.1	0.11	0.08	4.98	0.24	100.00
		pl (1)	48.77	1.03	2.15	0.05	31.8	0.0	0.13	15.89	0.0	An 80.1
		opx (1)	51.32	19.34	0.01	0.01	2.29	0.66	23.76	1.78	0.09	En 65.5
		mt (3)	0.23 (0.03)	79.14 (0.78)	0.12 (0.09)	0.04 (0.05)	4.06 (0.02)	0.42 (0.12)	2.26 (0.01)	0.17 (0.02)	6.01 (0.1)	Mt 81.8
	0.9	verre (2)	71.22 (0.03)	2.72 (0.06)	3.72 (0.04)	1.97 (0.08)	15.98 (0.02)	0.15 (0.01)	0.18 (0.02)	3.68 (0.13)	0.37 (0.03)	100.00
		pl (1)	50.59	0.74	3.01	0.12	31.03	0.0	0.02	14.54	0.09	An 72.2
		opx (1)	52.8	19.68	0.04	0.03	1.13	0.82	23.03	1.93	0.12	En 64.1
		mt (4)	0.27 (0.07)	77.85 (0.29)	0.03 (0.04)	0.02 (0.02)	3.51 (0.06)	0.45 (0.05)	1.86 (0.06)	0.15 (0.05)	8.25 (0.21)	Mt 74.7



Exp.	XH2Oin	Phase	SiO2	FeO	Na2O	K2O	Al2O3	MnO	MgO	CaO	TiO2	TOTAL	
0.8	verre (3)		71.42 (0.32)	3.28 (0.33)	3.67 (0.06)	2.06 (0.1)	15.19 (0.23)	0.11 (0.09)	0.28 (0.03)	3.48 (0.03)	0.5 (0.07)	100.00	
	pl (1)		51.74	1.59	4.06	0.18	27.97	0.0	0.33	12.37	0.09	98.34	An 62.1
	opx (1)		50.84	22.54	0.05	0.01	1.74	1.07	21.01	1.68	0.18	99.12	En 59.2
	mt (4)		0.39 (0.04)	77.5 (0.36)	0.05 (0.03)	0.04 (0.03)	3.15 (0.08)	0.49 (0.05)	1.67 (0.05)	0.21 (0.03)	9.66 (0.09)	93.17	Mt 70.8
0.7	verre (1)		73.71	2.66	2.45	2.17	15.1	0.07	0.25	3.09	0.49	100.00	
	pl (1)		52.87	0.91	4.49	0.11	27.72	0.12	0.48	11.82	0.01	98.52	An 58.9
	opx (1)		50.92	24.19	0.05	0.01	1.43	0.91	19.02	1.87	0.31	98.72	En 55.2
	mt (4)		0.41 (0.11)	75.74 (1.21)	0.04 (0.04)	0.03 (0.02)	2.94 (0.08)	0.61 (0.13)	1.57 (0.08)	0.16 (0.04)	11.46 (0.16)	92.97	Mt 65.3
X7	verre (2)		67.36 (0.07)	2.02 (0.16)	3.83 (0.06)	0.9 (0.0)	18.72 (0.2)	0.01 (0.01)	0.24 (0.05)	6.49 (0.08)	0.43 (0.08)	100.00	
	pl (2)		46.42 (0.26)	0.66 (0.16)	1.74 (0.11)	0.03 (0.02)	32.6 (0.09)	0.04 (0.04)	0.05 (0.0)	17.04 (0.17)	0.0 (0.0)	98.58	An 84.2
	mt (3)		0.18 (0.07)	81.3 (1.04)	0.03 (0.05)	0.04 (0.03)	5.83 (1.4)	0.39 (0.23)	3.02 (0.1)	0.15 (0.04)	2.63 (0.05)	92.45	Mt 92.2
	verre (1)		69.7	2.77	3.62	1.54	17.16	0.05	0.38	4.26	0.52	100.00	
	pl (2)		49.9 (0.49)	0.96 (0.09)	3.44 (0.04)	0.08 (0.0)	29.16 (0.49)	0.11 (0.03)	0.14 (0.06)	13.79 (0.62)	0.05 (0.0)	97.65	An 68.6
	opx (1)		51.24	16.92	0.04	0.0	2.97	0.7	24.31	1.39	0.12	97.70	En 69.1
	mt (2)		0.25 (0.04)	80.11 (0.33)	0.02 (0.02)	0.0 (0.0)	4.25 (0.01)	0.45 (0.27)	2.86 (0.11)	0.15 (0.02)	3.49 (0.07)	91.59	Mt 89.7
	verre (1)		69.0	3.06	3.19	1.16	16.92	0.28	0.36	5.58	0.43	100.00	
	pl (1)		50.6	1.16	3.23	0.19	29.55	0.0	0.15	14.56	0.05	99.48	An 70.5
	opx (2)		52.51 (0.24)	16.67 (0.17)	0.0 (0.0)	0.02 (0.02)	2.58 (0.43)	0.75 (0.01)	25.67 (0.39)	1.38 (0.14)	0.14 (0.02)	99.72	En 70.4
	mt (2)		0.32 (0.05)	81.38 (0.66)	0.0 (0.0)	0.0 (0.0)	4.36 (0.05)	0.29 (0.19)	2.99 (0.07)	0.22 (0.05)	3.4 (0.11)	92.97	Mt 89.9
	verre (2)		70.01 (0.2)	4.51 (0.15)	3.45 (0.02)	1.90 (0.2)	14.98 (0.14)	0.21 (0.06)	0.81 (0.07)	3.69 (0.1)	0.44 (0.02)	100.00	
0.7	pl (1)		52.6	1.4	3.93	0.18	27.34	0.09	0.16	12.1	0.07	97.87	An 62.3
	opx (2)		52.38 (0.46)	19.25 (0.48)	0.06 (0.03)	0.03 (0.0)	2.26 (0.35)	0.86 (0.02)	22.6 (0.74)	1.55 (0.2)	0.18 (0.05)	99.18	En 64.6
	mt (2)		0.43 (0.0)	79.46 (0.13)	0.03 (0.03)	0.03 (0.02)	3.36 (0.1)	0.34 (0.02)	2.13 (0.06)	0.14 (0.02)	5.38 (0.11)	91.30	Mt 83.5
	verre (3)		66.69 (0.19)	2.5 (0.3)	3.75 (0.19)	0.95 (0.08)	18.92 (0.18)	0.1 (0.07)	0.38 (0.07)	6.23 (0.09)	0.47 (0.09)	100.00	
	mt (1)												
	verre (1)		66.95	3.17	3.33	1.05	18.35	0.22	0.37	6.06	0.49	100.00	
	pl (1)		47.56	0.97	1.95	0.0	32.14	0.0	0.07	16.57	0.0	99.27	An 82.4
	mt (2)		0.15 (0.06)	82.34 (0.69)	0.03 (0.03)	0.0 (0.0)	5.17 (0.02)	0.41 (0.04)	3.7 (0.15)	0.12 (0.05)	1.55 (0.05)	93.48	Mt 95.9
0.8	verre (2)		68.82 (1.62)	2.85 (1.06)	3.36 (0.16)	1.48 (0.26)	17.76 (0.2)	0.19 (0.07)	0.38 (0.16)	4.66 (0.73)	0.49 (0.04)	100.00	
	pl (1)		47.43	1.2	1.99	0.08	31.77	0.01	0.25	16.65	0.04	99.42	An 81.8
	mt (1)		0.67	83.37	0.07	0.02	4.73	0.62	3.55	0.15	1.91	95.09	Mt 95.2



Exp.	XH2Oin	Phase	SiO2	FeO	Na2O	K2O	Al2O3	MnO	MgO	CaO	TiO2	TOTAL	
	0.7	verre (3)	71.66 (0.39)	2.8 (0.24)	3.53 (0.07)	1.79 (0.04)	15.75 (0.2)	0.18 (0.08)	0.48 (0.09)	3.28 (0.03)	0.53 (0.05)	100.00	
		pl (/)											
		opx (2)	54.88 (0.33)	14.24 (0.38)	0.03 (0.0)	0.02 (0.02)	2.36 (0.19)	0.65 (0.14)	26.99 (0.25)	1.31 (0.0)	0.16 (0.02)	100.64	En 74.4
		mt (2)	0.41 (0.25)	82.7 (1.11)	0.0 (0.0)	0.02 (0.02)	4.34 (0.09)	0.5 (0.01)	3.52 (0.04)	0.24 (0.03)	2.59 (0.08)	94.32	Mt 92.9
X9	1	ver.sec (1)	70.12	3.45	2.85	1.17	16.14	0.42	0.33	5.23	0.29	100.00	
		pl (2)	47.8 (0.47)	1.02 (0.14)	1.84 (0.08)	0.07 (0.04)	32.7 (0.35)	0.03 (0.02)	0.08 (0.02)	16.92 (0.23)	0.01 (0.01)	100.48	An 83.2
		opx (2)	53.74 (0.52)	15.85 (0.01)	0.07 (0.0)	0.01 (0.0)	2.06 (0.55)	0.66 (0.02)	25.42 (0.44)	1.74 (0.14)	0.11 (0.0)	99.67	En 70.7
		mt (2)	0.64 (0.22)	80.32 (0.99)	0.08 (0.06)	0.02 (0.02)	4.29 (0.14)	0.47 (0.01)	2.34 (0.09)	0.23 (0.06)	4.93 (0.35)	93.31	Mt 84.2
	0.9	verre (3)	69.07 (0.8)	3.8 (0.64)	3.24 (0.13)	1.33 (0.07)	16.22 (0.24)	0.24 (0.15)	0.46 (0.19)	5.17 (0.38)	0.46 (0.07)	100.00	
		pl (1)	51.11	0.95	2.86	0.19	30.08	0.12	0.24	14.54	0.14	100.24	An 72.9
		opx (4)	53.44 (0.22)	18.3 (0.7)	0.02 (0.03)	0.0 (0.0)	1.71 (0.17)	0.89 (0.21)	23.56 (0.35)	1.63 (0.09)	0.14 (0.02)	99.71	En 66.4
		mt (2)	0.32 (0.08)	79.97 (0.41)	0.03 (0.03)	0.02 (0.01)	3.69 (0.01)	0.41 (0.12)	2.08 (0.13)	0.17 (0.01)	6.24 (0.11)	92.93	Mt 81.2
	0.8	verre (/)											
		pl (2)	53.89 (0.27)	2.2 (0.66)	4.01 (0.03)	0.21 (0.03)	27.17 (0.17)	0.0 (0.0)	0.25 (0.07)	11.95 (0.02)	0.15 (0.01)	99.83	An 61.4
		opx (2)	53.37 (0.33)	19.5 (0.25)	0.03 (0.0)	0.02 (0.02)	1.83 (0.73)	0.92 (0.07)	23.32 (0.0)	1.83 (0.06)	0.14 (0.01)	100.93	En 64.6
		mt (1)	1.01	79.07	0.0	0.05	3.54	0.38	1.93	0.19	6.98	93.15	Mt 78.8
	0.7	verre (4)	70.15 (0.52)	4.5 (0.39)	3.1 (0.12)	1.95 (0.2)	14.75 (0.22)	0.15 (0.11)	0.87 (0.17)	0.97 (0.26)	0.55 (0.06)	100.00	
		pl (2)	56.0 (0.06)	1.96 (0.35)	4.19 (0.05)	0.29 (0.01)	26.08 (0.09)	0.05 (0.02)	0.23 (0.0)	10.79 (0.01)	0.09 (0.05)	99.68	An 57.6
		opx (2)	52.62 (0.04)	21.38 (0.39)	0.04 (0.02)	0.03 (0.01)	1.24 (0.1)	0.96 (0.04)	21.05 (0.34)	1.62 (0.0)	0.16 (0.0)	99.11	En 60.6
		mt (3)	0.37 (0.11)	79.22 (0.47)	0.17 (0.06)	0.01 (0.01)	3.17 (0.13)	0.46 (0.04)	1.74 (0.02)	0.11 (0.06)	8.3 (0.11)	93.58	Mt 75.1
X10	1	verre (/)											
		pl (2)	48.16 (0.42)	0.75 (0.09)	1.98 (0.11)	0.08 (0.05)	32.43 (0.16)	0.0 (0.0)	0.04 (0.04)	17.02 (0.35)	0.01 (0.01)	100.48	An 82.2
		cpx (3)	51.9 (0.74)	7.75 (0.19)	0.19 (0.03)	0.02 (0.01)	2.52 (0.74)	0.59 (0.13)	16.06 (0.75)	20.74 (0.73)	0.32 (0.14)	100.10	En45Wo42
		mt (2)	0.56 (0.35)	80.8 (0.64)	0.05 (0.05)	0.0 (0.0)	4.11 (0.12)	0.41 (0.04)	3.41 (0.04)	0.15 (0.07)	2.62 (0.13)	92.14	Mt 92.5
		am (3)	46.24 (0.31)	10.1 (0.05)	1.78 (0.11)	0.19 (0.02)	10.03 (0.07)	0.32 (0.15)	16.3 (0.14)	11.72 (0.25)	1.27 (0.07)	97.97	
	0.9	verre (3)	69.46 (0.04)	3.72 (0.19)	3.18 (0.14)	1.32 (0.1)	15.92 (0.08)	0.22 (0.1)	1.19 (0.11)	4.53 (0.04)	0.43 (0.04)	100.00	
		pl (2)	51.91 (0.58)	0.95 (0.11)	3.21 (0.09)	0.09 (0.05)	29.73 (0.01)	0.0 (0.0)	0.11 (0.03)	13.67 (0.01)	0.01 (0.01)	99.67	An 69.8
		opx (2)	54.27 (0.1)	12.82 (0.15)	0.08 (0.03)	0.03 (0.03)	2.54 (0.11)	0.87 (0.01)	27.36 (0.23)	1.53 (0.07)	0.14 (0.09)	99.64	En 75.7
		mt (3)	0.18 (0.03)	82.02 (1.07)	0.02 (0.01)	0.03 (0.02)	3.45 (0.05)	0.67 (0.06)	2.74 (0.08)	0.15 (0.06)	3.58 (0.08)	92.83	Mt 90.1

Exp.	XH <sub>2</sub> O in	Phase	SiO <sub>2</sub>	FeO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	TiO <sub>2</sub>	TOTAL	
	0.8	verre (4)	70.99 (0.27)	3.38 (0.12)	3.08 (0.23)	1.63 (0.08)	15.24 (0.15)	0.18 (0.07)	0.97 (0.1)	4.05 (0.12)	0.47 (0.05)	100.00	
		pl (1)	53.3	0.84	3.91	0.16	28.93	0.05	0.11	12.75	0.06	100.11	An 63.7
		opx (2)	53.8 (0.12)	13.73 (0.53)	0.0 (0.0)	0.0 (0.0)	2.22 (0.09)	0.93 (0.08)	26.58 (0.37)	1.62 (0.02)	0.2 (0.02)	99.09	En 73.9
		mt (2)	0.33 (0.0)	80.76 (1.23)	0.08 (0.02)	0.01 (0.01)	3.24 (0.02)	0.47 (0.02)	2.47 (0.07)	0.17 (0.05)	3.99 (0.08)	91.52	Mt 88.3
	0.7	verre (1)	72.62	3.67	2.98	2.16	13.94	0.15	0.83	3.25	0.39	100.00	
		pl (2)	55.34 (0.88)	1.67 (0.21)	4.25 (0.11)	0.27 (0.04)	26.75 (0.75)	0.06 (0.0)	0.16 (0.01)	11.01 (0.41)	0.07 (0.01)	99.58	An 57.9
		opx (1)	53.4	15.72	0.06	0.02	1.7	0.95	25.21	1.66	0.07	98.78	En 70.5
		mt (3)	0.51 (0.15)	82.33 (0.4)	0.02 (0.03)	0.02 (0.01)	2.94 (0.11)	0.6 (0.06)	2.07 (0.12)	0.18 (0.07)	5.02 (0.12)	93.69	Mt 85.7



DEFERLANTE P1										Assemblage de phase - Proportions volumiques (entre parenthèse)		
Exp.	P (bar)	T (°C)	Durée (heure)	P H2 (bar)	XH2Oin	H2O mesurée (poids %)	H2O recalc. (poids %)	H2O Burnham (poids %)	log fO2 moyen (bar)	ΔNNO (bar)	Am* = Amphibole de trempe	
X5	2130	876	322	3.5	1	8.5	6.9	6.2	-11.56	NNO+0.8	verre(66),pl(24),opx(7),cpx(<0.5),mt(2)	
					0.9	7.7	6.6				verre(60),pl(32),opx(7),cpx(<0.5),mt(2)	
					0.8	7.1	6.3				verre(50),pl(39),opx(9),mt(2)	
X2	2150	902	270	3.6	0.8	6.8	-		-11.14	NNO+0.8	verre(53),pl(37),opx(8),mt(2)	
X3	2112	902	327	9.75	1	-	6.9	-	-11.97	NNO-0.1	verre,pl,opx,mt,am*	
					0.9	8.4	6.2				verre,pl,opx,mt,ilm	
					0.8	7.5	5.6				verre,pl,opx,mt,ilm	
					0.7	5.8	5.5				verre,pl,opx,mt	
X4	2205	903	302	5.85	1	9.5	6.9	5.7	-11.41	NNO+0.4	verre,pl,opx,mt,am*	
					0.9	-	6.1				verre,pl,opx,mt,am*	
					0.8	6.3	5.6				verre,pl,opx,mt,am*	
					0.7	6.0	5.4				verre,pl,opx,mt,am*	
X6	2210	930	256	4.4	1	-	6.9	-	-10.63	NNO+0.7	verre,pl,opx,mt,am*	
					0.9	7.8	6.2				verre,pl,opx,mt,am*	
					0.8	6.7	5.6				verre(67),pl(24),opx(7),mt(2),am*	
					0.7	5.2	5.5				verre(58),pl(34),opx(7),mt(1),am*	
X7	2117	950	184	~ 0.9	0.9	-	-	-		NNO+2	verre,pl,opx,mt,am*	
					0.8	9.1	-				verre,pl,opx,mt,am*	
					0.7	7.5	-				verre,pl,opx,cpx,mt,am*	
X8	2102	1003	140	~ 0.54	1	8.2	6.9	6.0	-7.6	NNO+2.5	verre,mt,am*	
					0.9	6.1	-				verre,pl,mt,am*	
					0.8	7.4	-				verre,pl,mt,am*	
					0.7	6.3	-				verre,pl,opx,mt,am*	
X11	4160	925	170	9.8	1	10.8		8.9	-10.77	NNO+0.6	verre(81),mt(19),am(<0.5),am*	
					0.9	10.6					verre(69),pl(20),opx(11),mt(<0.5),am*	
					0.8	8.9					verre(67),pl(25),opx(8),mt(<0.5),am*	
					0.7	6.7					verre,pl,opx,mt,ilm,am*	
X12	2170	1041	53	~ 0.36	1	7.0		6.0	-6.6	NNO+3	verre,mt,am*	
					0.9	5.4					verre(99.5),mt(0.5),am*	
					0.8	4.0					verre,mt,am*	
X15	2126	951	48		1	6.9		6.0		~NNO+0.7	verre(96),pl(3),mt(1)	
					0.9	5.9					verre(87),pl(11),opx(2),mt(<0.5)	
					0.8	5.8					verre,pl,opx,mt	
					0.7	5.5					verre,pl,opx,mt	
X16	3137	925	71		1	7.6		6.9		~NNO+0.7	verre(80),pl(15),opx(6),mt(<0.5),ilm(<0.5)	
					0.9	5.8					verre(60),pl(31),opx(8),mt(<0.5)	
X17	1980	900	123		1	6.9		5.4		~NNO+0.7	verre(71),pl(22),opx(5),cpx(<0.5),mt(2)	
					0.9	6.1					verre(61),pl(30),opx(7),mt(2)	



DEFERLANTE P1													
Dans la colonne n°3 "Phase", le nombre entre parenthèses = nombre d'analyses													
Chaque pourcentage d'oxyde est une moyenne (et écart-type) des analyses (nombre d'analyse entre parenthèses dans la 3e colonne) des phases des différentes charges.													
La composition du verre est recalculée sur une base anhydre													
Exp.	XH2Oin	Phase	SiO2	FeO	Na2O	K2O	Al2O3	MnO	MgO	CaO	TiO2	TOTAL	
X5	1	verre (2)	71.45 (0.36)	3.46 (0.08)	3.76 (0.05)	1.56 (0.03)	14.81 (0.01)	0.09 (0.09)	0.64 (0.21)	3.81 (0.03)	0.42 (0.08)	100.00	
		pl (2)	54.48 (0.46)	0.9 (0.1)	3.53 (0.03)	0.19 (0.05)	27.87 (0.56)	0.13 (0.03)	0.07 (0.01)	12.35 (0.25)	0.03 (0.01)	99.56	An 65.1
		opx (4)	52.6 (0.25)	20.66 (0.62)	0.03 (0.01)	0.01 (0.01)	1.71 (0.13)	1.04 (0.1)	21.58 (0.27)	1.87 (0.22)	0.2 (0.03)	99.68	En 61.5
		cpx (4)	51.11 (0.06)	11.67 (0.3)	0.35 (0.1)	0.03 (0.01)	3.0 (0.4)	0.74 (0.08)	13.63 (0.27)	18.99 (0.48)	0.43 (0.11)	99.69	En40Wo40
		mt (3)	0.17 (0.01)	81.61 (0.14)	0.0 (0.0)	0.02 (0.02)	2.89 (0.09)	0.58 (0.03)	1.62 (0.03)	0.11 (0.02)	7.64 (0.08)	94.64	Mt 77.8
	0.9	verre (2)	72.92 (0.39)	2.94 (0.56)	3.59 (0.15)	2.1 (0.13)	14.44 (0.19)	0.09 (0.07)	0.48 (0.12)	3.08 (0.18)	0.35 (0.06)	100.00	
		pl (2)	53.71 (0.25)	1.48 (0.09)	4.23 (0.14)	0.14 (0.02)	28.08 (0.11)	0.07 (0.06)	0.39 (0.08)	11.77 (0.01)	0.04 (0.04)	99.92	An 60.1
		opx (4)	52.18 (0.58)	22.49 (0.48)	0.03 (0.02)	0.01 (0.02)	2.06 (0.58)	1.13 (0.21)	20.69 (0.09)	1.71 (0.3)	0.2 (0.08)	100.51	En 58.8
		cpx (1)	51.32	13.49	0.27	0.03	2.8	0.83	13.62	17.35	0.45	100.16	En40Wo36
		mt (2)	0.15 (0.06)	79.2 (0.4)	0.01 (0.01)	0.03 (0.03)	2.73 (0.06)	0.58 (0.17)	1.44 (0.05)	0.15 (0.02)	8.97 (0.15)	93.26	Mt 73.3
	0.8	verre (2)	73.75 (1.0)	2.3 (0.84)	3.6 (0.12)	2.09 (0.13)	14.09 (0.35)	0.09 (0.03)	0.39 (0.18)	3.35 (0.18)	0.31 (0.11)	100.00	
		pl (2)	56.14 (0.66)	0.79 (0.01)	4.62 (0.0)	0.25 (0.0)	26.53 (0.03)	0.0 (0.0)	0.06 (0.04)	10.69 (0.09)	0.06 (0.01)	99.16	An 55.2
		opx (3)	52.25 (0.74)	22.3 (0.34)	0.07 (0.04)	0.06 (0.02)	1.8 (0.46)	1.19 (0.18)	20.14 (0.57)	1.64 (0.14)	0.19 (0.08)	99.64	En 58.4
		mt (1)	0.72	75.68	0.04	0.02	2.71	0.48	1.42	0.13	8.65	89.87	Mt 73
		verre (4)	73.06 (0.21)	3.30 (0.26)	3.26 (0.09)	2.14 (0.11)	14.22 (0.13)	0.12 (0.07)	0.55 (0.07)	2.99 (0.12)	0.36 (0.04)	100.00	
X2		pl (2)	55.24 (0.34)	0.69 (0.13)	4.38 (0.06)	0.26 (0.06)	26.7 (0.18)	0.02 (0.02)	0.11 (0.02)	11.08 (0.35)	0.04 (0.04)	98.53	An 57.4
		opx (11)	51.83 (0.77)	23.92 (0.54)	0.02 (0.03)	0.01 (0.01)	1.5 (0.88)	0.98 (0.2)	19.44 (0.51)	1.15 (0.22)	0.16 (0.08)	99.03	En 56.8
		mt (2)	1.9 (0.04)	72.68 (0.16)	0.17 (0.03)	0.07 (0.02)	4.18 (0.05)	0.58 (0.04)	1.67 (0.11)	0.2 (0.14)	8.96 (0.19)	90.42	Mt 71
		verre (1)											
		pl (1)	50.4	0.64	2.84	0.12	29.17	0.07	0.14	13.6	0.08	97.06	An 72
	1	opx (3)	51.03 (0.03)	23.2 (0.45)	0.08 (0.06)	0.0 (0.0)	1.69 (0.07)	0.8 (0.17)	20.65 (0.59)	1.59 (0.19)	0.21 (0.06)	99.24	En 58.6
		mt (3)	0.91 (0.48)	71.32 (0.71)	0.05 (0.04)	0.05 (0.05)	3.38 (0.1)	0.45 (0.12)	1.82 (0.03)	0.18 (0.03)	12.38 (0.28)	90.55	Mt 60.6
		verre (5)	72.19 (0.29)	4.00 (0.19)	3.14 (0.27)	2.02 (0.07)	14.37 (0.21)	0.11 (0.06)	0.54 (0.06)	3.10 (0.16)	0.52 (0.07)	100.00	
		pl (2)	54.03 (0.07)	0.72 (0.05)	4.08 (0.09)	0.17 (0.0)	27.21 (0.17)	0.01 (0.01)	0.13 (0.06)	11.67 (0.04)	0.05 (0.01)	98.08	An 60.6
		opx (3)	50.62 (0.45)	26.46 (0.1)	0.05 (0.04)	0.0 (0.0)	1.25 (0.19)	0.84 (0.09)	19.07 (0.21)	1.35 (0.15)	0.23 (0.05)	99.87	En 53.9
		mt (2)	0.71 (0.02)	69.79 (0.36)	0.13 (0.0)	0.04 (0.01)	3.07 (0.21)	0.55 (0.09)	1.37 (0.06)	0.21 (0.02)	14.26 (0.47)	90.13	Mt 54.4
		ilm (8)	0.27 (0.1)	45.3 (0.64)	0.05 (0.03)	0.03 (0.03)	0.23 (0.06)	0.7 (0.1)	2.09 (0.19)	0.2 (0.05)	46.41 (0.64)	95.30	Ilm 90.3



Exp.	XH <sub>2</sub> O in	Phase	SiO <sub>2</sub>	FeO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	TiO <sub>2</sub>	TOTAL
X4	0.8	verre (3)	73.44 (0.53)	3.32 (0.50)	3.43 (0.14)	2.31 (0.07)	13.75 (0.24)	0.19 (0.06)	0.31 (0.03)	2.79 (0.24)	0.45 (0.05)	100.00
		pl (1)	54.67	1.94	4.49	0.31	25.7	0.11	0.16	10.52	0.17	An 55.3
		opx (1)	50.19	27.91	0.03	0.02	1.40	0.87	18.82	1.41	0.26	En 52.3
		mt (l)										
		ilm (2)	0.18 (0.07)	44.51 (0.14)	0.0 (0.0)	0.04 (0.01)	0.2 (0.05)	0.64 (0.05)	2.1 (0.02)	0.23 (0.04)	46.88 (0.26)	Ilm 91.8
	0.7	verre (1)	74.92	2.70	3.36	2.43	13.34	0.21	0.25	2.47	0.32	100.00
		pl (1)	55.95	1.39	4.55	0.28	25.37	0.06	0.51	10.16	0.08	An 54.2
		opx (2)	51.13 (0.24)	28.88 (0.09)	0.12 (0.06)	0.03 (0.0)	1.08 (0.28)	0.88 (0.02)	15.12 (0.04)	2.08 (0.0)	0.23 (0.01)	En 45.4
		mt (l)										
	1	verre (2)	70.84 (0.07)	2.69 (0.34)	3.61 (0.15)	1.18 (0.03)	15.95 (0.1)	0.2 (0.06)	0.22 (0.05)	4.89 (0.02)	0.42 (0.0)	100.00
		pl (1)	49.76	0.67	3.02	0.06	30.11	0.08	0.07	14.63	0.0	An 72.5
		opx (1)	50.09	17.68	0.05	0.0	2.17	0.95	25.46	1.46	0.16	En 68.9
		mt (2)	0.3 (0.01)	76.49 (0.16)	0.0 (0.0)	0.05 (0.02)	3.26 (0.01)	0.43 (0.0)	1.72 (0.05)	0.23 (0.0)	8.77 (0.05)	Mt 72.9
	0.9	verre (l)										
		pl (1)	52.58	0.77	3.99	0.19	29.0	0.0	0.08	12.28	0.01	An 62.2
		opx (1)	50.89	23.01	0.06	0.01	1.67	0.93	20.81	1.73	0.08	En 58.6
		mt (1)	0.76	77.11	0.01	0.03	3.92	0.38	1.63	0.38	9.95	Mt 69.5
	0.8	verre (1)	73.52	2.94	3.42	2.28	13.85	0.16	0.35	3.06	0.42	100.00
		pl (l)										
		opx (3)	51.39 (0.21)	24.79 (0.52)	0.03 (0.01)	0.01 (0.01)	1.46 (0.22)	0.85 (0.09)	18.74 (0.25)	1.58 (0.11)	0.17 (0.5)	En 54.7
		mt (2)	0.21 (0.05)	74.56 (0.03)	0.0 (0.0)	0.02 (0.02)	2.75 (0.06)	0.47 (0.02)	1.44 (0.02)	0.16 (0.01)	11.95 (0.12)	Mt 63.2
	0.7	verre (2)	72.95 (0.53)	3.34 (0.48)	3.54 (0.11)	2.51 (0.13)	13.61 (0.09)	0.27 (0.0)	0.48 (0.02)	2.85 (0.08)	0.45 (0.1)	100.00
		pl (2)	55.71 (0.29)	0.83 (0.05)	4.25 (0.17)	0.33 (0.04)	26.93 (0.28)	0.03 (0.01)	0.1 (0.01)	10.8 (0.13)	0.07 (0.03)	An 57.2
		opx (1)	50.77	25.67	0.09	0.0	1.15	1.01	19.54	1.45	0.2	En 54.9
		mt (1)	0.27	74.49	0.03	0.0	2.74	0.4	1.52	0.15	14.21	Mt 57
X6	1	verre (l)										
		pl (2)	48.9 (0.68)	0.91 (0.03)	2.07 (0.06)	0.03 (0.02)	32.19 (0.4)	0.07 (0.02)	0.06 (0.02)	16.31 (0.37)	0.05 (0.03)	An 81.2
		opx (2)	53.52 (0.28)	18.28 (0.72)	0.05 (0.04)	0.04 (0.04)	1.64 (0.52)	0.62 (0.0)	24.26 (0.01)	1.49 (0.04)	0.14 (0.04)	En 67.5
		mt (4)	0.25 (0.04)	79.09 (0.49)	0.03 (0.03)	0.04 (0.03)	4.18 (0.18)	0.44 (0.18)	2.18 (0.09)	0.18 (0.05)	6.38 (0.07)	Mt 80.6



Exp.	XH2Oin	Phase	SiO2	FeO	Na2O	K2O	Al2O3	MnO	MgO	CaO	TiO2	TOTAL	
	0.9	verre (1)	70.99	3.11	3.76	1.68	15.47	0.22	0.5	3.81	0.44	100.00	
		pl (2)	51.85 (0.75)	0.77 (0.02)	3.33 (0.02)	0.17 (0.03)	30.03 (0.74)	0.06 (0.05)	0.04 (0.04)	13.73 (0.36)	0.03 (0.03)	100.01	An 68.8
		opx (3)	52.24 (0.29)	21.59 (0.05)	0.03 (0.0)	0.02 (0.02)	2.03 (0.22)	0.85 (0.08)	21.56 (0.23)	1.84 (0.11)	0.18 (0.04)	100.34	En 60.8
		mt (4)	0.21 (0.06)	78.29 (0.53)	0.04 (0.03)	0.01 (0.01)	3.59 (0.07)	0.45 (0.07)	1.9 (0.07)	0.18 (0.05)	7.95 (0.38)	92.62	Mt 75.9
	0.8	verre (3)	70.23 (0.29)	4.84 (0.28)	3.28 (0.24)	1.95 (0.07)	14.48 (0.08)	0.25 (0.09)	0.78 (0.06)	3.69 (0.16)	0.51 (0.04)	100.00	
		pl (1)	55.46	0.98	4.67	0.25	27.17	0.06	0.24	11.25	0.0	100.09	An 56.2
		opx (2)	51.77 (0.61)	24.37 (0.85)	0.02 (0.02)	0.04 (0.01)	1.86 (0.33)	0.93 (0.11)	19.84 (0.11)	1.78 (0.17)	0.26 (0.07)	100.88	En 56.2
		mt (3)	0.35 (0.18)	77.98 (0.87)	0.04 (0.05)	0.01 (0.01)	3.13 (0.14)	0.59 (0.09)	1.73 (0.03)	0.19 (0.11)	9.67 (0.31)	93.68	Mt 71.1
	0.7	verre (2)	72.14 (0.11)	3.53 (0.22)	3.5 (0.0)	2.86 (0.64)	14.09 (0.04)	0.12 (0.07)	0.34 (0.23)	3.37 (0.19)	0.46 (0.05)	100.00	
		pl (1)	55.84	0.91	4.48	0.26	26.89	0.0	0.13	10.97	0.12	99.61	An 56.6
		opx (2)	51.1 (0.29)	25.63 (0.41)	0.02 (0.01)	0.02 (0.01)	1.27 (0.03)	1.13 (0.04)	19.39 (0.28)	1.29 (0.0)	0.18 (0.01)	100.05	En 54.9
		mt (4)	0.36 (0.12)	76.03 (0.6)	0.0 (0.0)	0.03 (0.02)	3.04 (0.13)	0.5 (0.05)	1.72 (0.07)	0.16 (0.07)	11.86 (0.25)	93.70	Mt 64.2
X7	0.9	verre (1)											
		pl (1)											
		opx (2)	50.25 (0.06)	26.8 (0.19)	0.31 (0.08)	0.14 (0.03)	3.73 (0.05)	1.15 (0.08)	15.82 (0.57)	2.12 (0.64)	0.55 (0.08)	100.88	En 47.9
		mt (2)	0.62 (0.14)	75.7 (0.72)	0.05 (0.02)	0.05 (0.0)	2.98 (0.02)	0.66 (0.04)	1.57 (0.0)	0.22 (0.06)	12.33 (0.33)	94.19	Mt 63
	0.8	verre (3)	70.1 (0.51)	3.93 (0.56)	2.64 (0.18)	1.78 (0.03)	15.85 (0.4)	0.16 (0.13)	0.92 (0.22)	4.14 (0.07)	0.48 (0.04)	100.00	
		pl (2)	54.06 (0.82)	1.08 (0.01)	4.01 (0.01)	0.22 (0.11)	27.67 (1.32)	0.02 (0.02)	0.09 (0.01)	12.14 (0.45)	0.08 (0.04)	99.38	An 61.7
		opx (2)	52.8 (0.22)	19.05 (0.86)	0.07 (0.07)	0.04 (0.0)	2.36 (0.96)	0.72 (0.1)	22.56 (0.76)	1.72 (0.25)	0.25 (0.05)	99.58	En 64.7
		mt (2)	0.54 (0.21)	80.41 (0.32)	0.03 (0.03)	0.0 (0.0)	3.81 (0.06)	0.44 (0.06)	2.41 (0.15)	0.19 (0.02)	4.41 (0.16)	92.25	Mt 86.9
	0.7	verre (2)	70.78 (0.11)	3.99 (0.36)	2.66 (0.49)	1.79 (0.06)	15.08 (0.07)	0.21 (0.06)	1.04 (0.12)	4.01 (0.07)	0.44 (0.02)	100.00	
		pl (2)	54.37 (0.24)	1.04 (0.05)	4.38 (0.04)	0.17 (0.01)	27.42 (0.58)	0.1 (0.07)	0.1 (0.0)	11.71 (0.11)	0.07 (0.07)	99.35	An 59
		opx (2)	52.56 (0.27)	19.71 (0.16)	0.02 (0.02)	0.0 (0.0)	1.95 (0.28)	0.9 (0.13)	22.94 (0.42)	1.52 (0.06)	0.21 (0.04)	99.82	En 64.4
		cpx (1)	49.19	18.26	0.44	0.1	6.16	0.96	13.39	10.83	0.83	100.15	En42Wo24
X8	1	mt (2)	0.39 (0.03)	81.23 (0.36)	0.0 (0.0)	0.02 (0.01)	3.54 (0.11)	0.59 (0.12)	2.13 (0.06)	0.21 (0.02)	5.21 (0.08)	93.32	Mt 84.8
		verre (3)	67.4 (0.19)	2.09 (0.25)	3.86 (0.08)	0.99 (0.09)	18.84 (0.18)	0.13 (0.01)	0.28 (0.04)	6.08 (0.07)	0.33 (0.05)	100.00	
		mt (2)	0.14 (0.01)	84.38 (0.88)	0.0 (0.0)	0.04 (0.02)	4.6 (0.06)	0.39 (0.04)	3.61 (0.03)	0.17 (0.0)	1.26 (0.03)	94.60	Mt 96.8



Exp.	XH2Oin	Phase	SiO2	FeO	Na2O	K2O	Al2O3	MnO	MgO	CaO	TiO2	TOTAL
X11	0.9	verre (4)	66.32 (0.45)	3.56 (0.37)	3.68 (0.07)	1.01 (0.06)	18.42 (0.06)	0.13 (0.11)	0.70 (0.13)	5.76 (0.21)	0.40 (0.09)	100.00
		pl (2)	48.95 (0.07)	1.3 (0.12)	2.26 (0.07)	0.09 (0.02)	31.88 (0.04)	0.02 (0.02)	0.1 (0.01)	15.95 (0.16)	0.06 (0.06)	100.60
		mt (2)	0.17 (0.0)	81.5 (0.1)	0.05 (0.03)	0.01 (0.01)	5.23 (0.09)	0.34 (0.08)	3.55 (0.05)	0.14 (0.03)	1.63 (0.04)	92.62
	0.8	verre (2)	69.83 (0.56)	2.71 (0.21)	3.21 (0.01)	1.54 (0.04)	17.48 (0.19)	0.22 (0.07)	0.35 (0.0)	4.18 (0.17)	0.46 (0.04)	100.00
		pl (1)	47.6	1.05	2.05	0.02	32.51	0.0	0.1	16.47	0.0	99.81
		mt (1)	0.09	83.89	0.07	0.05	5.08	0.36	3.56	0.14	1.76	95.00
	0.7	verre (1)	72.4	2.72	3.16	1.62	15.56	0.04	0.54	3.48	0.49	100.00
		pl (1)	52.1	1.58	3.61	0.16	29.1	0.0	0.18	13.3	0.05	100.08
		opx (2)	53.49 (0.41)	15.29 (0.55)	0.01 (0.0)	0.03 (0.03)	2.65 (0.29)	0.76 (0.06)	26.96 (0.11)	1.13 (0.0)	0.14 (0.0)	100.47
		mt (2)	0.24 (0.02)	82.85 (0.25)	0.05 (0.01)	0.06 (0.02)	4.62 (0.05)	0.28 (0.04)	3.49 (0.0)	0.15 (0.11)	2.57 (0.07)	94.31
X12	1	verre (1)	68.48	1.63	3.49	0.66	18.55	0.0	0.03	6.86	0.3	100.00
		mt (/)										
		am (6)	42.60 (0.52)	17.94 (0.79)	1.66 (0.12)	0.26 (0.07)	12.46 (0.48)	0.41 (0.11)	11.17 (1.41)	9.01 (0.53)	1.01 (0.3)	96.49
	0.9	ver.sec (1)	71.44	2.13	2.88	1.04	15.98	0.36	0.03	5.64	0.49	100.00
		pl (3)	49.64 (0.56)	0.76 (0.15)	2.81 (0.08)	0.09 (0.02)	31.02 (0.52)	0.0 (0.0)	0.09 (0.03)	15.39 (0.34)	0.03 (0.02)	99.83
		opx (2)	51.2 (0.03)	21.88 (0.0)	0.03 (0.03)	0.02 (0.01)	2.87 (0.06)	0.73 (0.02)	21.0 (0.33)	1.86 (0.17)	0.24 (0.03)	99.84
		mt (/)										
	0.8	ver.sec (1)	69.24	4.68	2.71	2.0	15.93	0.16	0.68	4.05	0.56	100.00
		pl (2)	53.08 (0.64)	0.96 (0.05)	4.15 (0.04)	0.13 (0.0)	28.64 (0.41)	0.0 (0.0)	0.1 (0.02)	12.78 (0.32)	0.04 (0.04)	99.88
		opx (2)	50.87 (0.82)	24.55 (0.72)	0.06 (0.06)	0.03 (0.03)	2.89 (0.19)	0.78 (0.11)	18.86 (0.0)	1.82 (0.09)	0.22 (0.04)	100.09
X12	0.7	verre (1)	68.99	5.37	3.16	1.96	15.33	0.08	0.59	4.0	0.51	100.00
		pl (2)	53.97 (0.43)	0.58 (0.0)	4.59 (0.14)	0.11 (0.01)	28.54 (0.23)	0.02 (0.02)	0.06 (0.01)	12.15 (0.56)	0.06 (0.02)	100.08
		opx (2)	50.52 (0.08)	26.91 (0.66)	0.03 (0.03)	0.02 (0.0)	2.06 (0.16)	0.76 (0.05)	18.07 (0.14)	1.71 (0.03)	0.26 (0.01)	100.34
		mt (/)										
		ilm (/)										
	1	verre (2)	62.3 (0.42)	6.57 (0.02)	3.77 (0.06)	1.13 (0.24)	17.3 (0.17)	0.18 (0.06)	2.15 (0.64)	6.18 (0.19)	0.42 (0.0)	100.00
		mt (2)	0.36 (0.28)	78.4 (0.92)	0.06 (0.02)	0.01 (0.01)	4.77 (0.11)	0.43 (0.04)	3.81 (0.12)	0.07 (0.04)	0.84 (0.02)	88.77
	0.9	verre (2)	63.29 (0.12)	5.35 (0.04)	3.77 (0.08)	0.93 (0.09)	17.53 (0.02)	0.24 (0.0)	1.66 (0.01)	6.71 (0.04)	0.51 (0.04)	100.00
		mt (3)	0.19 (0.11)	76.94 (3.18)	0.02 (0.02)	0.02 (0.02)	5.37 (0.55)	0.49 (0.12)	3.71 (0.18)	0.2 (0.04)	0.95 (0.06)	87.91



Exp.	XH2Oin	Phase	SiO2	FeO	Na2O	K2O	Al2O3	MnO	MgO	CaO	TiO2	TOTAL	
X15	0.8	verre (3)	62.34 (0.34)	6.5 (0.05)	3.77 (0.08)	0.98 (0.04)	17.2 (0.04)	0.12 (0.09)	2.21 (0.19)	6.45 (0.11)	0.47 (0.04)	100.00	
		mt (2)	0.24 (0.01)	77.74 (0.81)	0.05 (0.05)	0.02 (0.02)	5.8 (0.01)	0.35 (0.02)	3.5 (0.12)	0.16 (0.02)	1.15 (0.0)	89.03	Mt 96.8
	1	verre (5)	63.43 (0.22)	6.03 (0.38)	3.57 (0.13)	1.04 (0.07)	17.17 (0.16)	0.23 (0.05)	2.21 (0.1)	5.85 (0.1)	0.48 (0.09)	100.00	
		pl (3)	47.34 (0.31)	1.02 (0.05)	2.08 (0.09)	0.06 (0.01)	32.25 (0.2)	0.0 (0.0)	0.08 (0.03)	16.27 (0.12)	0.04 (0.03)	99.14	An 80.9
	0.9	mt (/)											
		verre (3)	65.2 (0.35)	6.03 (0.36)	3.74 (0.08)	1.29 (0.06)	16.18 (0.05)	0.12 (0.1)	1.64 (0.03)	5.27 (0.02)	0.53 (0.02)	100.00	
		pl (1)	49.54	0.84	3.25	0.11	30.66	0.11	0.11	14.33	0.0	98.94	An 70.4
		opx (1)	51.75	20.8	0.04	0.03	1.99	0.88	22.73	1.55	0.25	100.03	En 63.1
		mt (4)	0.28 (0.16)	76.03 (0.48)	0.03 (0.03)	0.03 (0.03)	4.24 (0.18)	0.35 (0.14)	2.05 (0.06)	0.18 (0.1)	8.94 (0.12)	92.14	Mt 72.4
		ver.sec (1)	66.07	5.93	3.78	1.31	15.68	0.27	1.52	4.94	0.49	100.00	
	0.8	pl (1)	50.56	1.22	3.52	0.05	29.93	0.06	0.11	13.93	0.03	99.41	An 68.4
		opx (2)	52.11 (0.13)	21.31 (0.22)	0.01 (0.01)	0.02 (0.02)	1.72 (0.23)	0.73 (0.08)	21.83 (0.02)	1.57 (0.19)	0.27 (0.01)	99.58	En 61.8
		mt (/)											
		ver.sec (4)	66.82 (0.37)	5.88 (0.2)	3.64 (0.13)	1.41 (0.03)	15.41 (0.16)	0.24 (0.09)	1.32 (0.06)	4.68 (0.21)	0.61 (0.01)	100.00	
		pl (/)											
		opx (5)	50.72 (0.31)	22.78 (0.7)	0.05 (0.07)	0.02 (0.03)	1.89 (0.84)	0.77 (0.13)	20.15 (0.7)	1.84 (0.42)	0.23 (0.09)	98.46	En 58.1
X16		mt (/)											
		verre (7)	66.31 (0.27)	5.65 (0.14)	3.76 (0.13)	1.33 (0.07)	16.0 (0.13)	0.16 (0.08)	1.26 (0.04)	4.99 (0.14)	0.53 (0.06)	100.00	
		pl (2)	50.85 (0.49)	0.76 (0.04)	3.36 (0.32)	0.12 (0.0)	30.04 (0.2)	0.06 (0.06)	0.07 (0.01)	14.05 (0.02)	0.03 (0.03)	99.35	An 69.3
		opx (6)	51.29 (0.81)	23.03 (0.46)	0.13 (0.12)	0.02 (0.02)	2.35 (0.56)	0.79 (0.11)	19.34 (0.46)	1.97 (0.24)	0.2 (0.04)	99.12	En 56.7
		mt (5)	0.52 (0.25)	75.67 (0.8)	0.09 (0.07)	0.05 (0.02)	3.71 (0.07)	0.49 (0.09)	1.68 (0.05)	0.21 (0.08)	10.65 (0.26)	93.15	Mt 67.3
		verre (8)	69.89 (0.29)	4.74 (0.22)	3.61 (0.04)	1.7 (0.11)	14.6 (0.14)	0.13 (0.06)	0.84 (0.06)	3.91 (0.09)	0.56 (0.02)	100.00	
	0.9	pl (1)	53.9	0.91	4.45	0.23	27.5	0.04	0.11	11.36	0.09	98.60	An 57.7
		opx (8)	51.57 (0.65)	26.47 (0.4)	0.18 (0.09)	0.04 (0.05)	1.55 (0.45)	1.02 (0.1)	16.34 (0.46)	2.97 (0.21)	0.21 (0.4)	100.32	En 48.2
X17		mt (1)	1.41	71.87	0.09	0.06	3.21	0.47	1.47	0.36	14.09	93.03	Mt 56
		ilm (/)											
	1	verre (2)	69.69 (0.08)	3.74 (0.01)	4.05 (0.0)	1.42 (0.02)	15.19 (0.03)	0.18 (0.04)	1.07 (0.0)	4.29 (0.05)	0.37 (0.01)	100.00	
		pl (3)	50.71 (0.27)	1.08 (0.24)	3.37 (0.06)	0.06 (0.02)	30.0 (0.13)	0.04 (0.03)	0.06 (0.02)	13.69 (0.27)	0.02 (0.01)	99.02	An 68.9
		opx (3)	52.03 (0.38)	20.36 (0.44)	0.14 (0.1)	0.02 (0.03)	2.05 (0.37)	0.92 (0.12)	22.52 (0.31)	1.43 (0.19)	0.18 (0.04)	99.65	En 63.4
		cpx (2)	51.03 (0.18)	11.87 (0.36)	0.25 (0.01)	0.01 (0.01)	2.56 (0.31)	0.63 (0.19)	13.73 (0.41)	18.98 (0.88)	0.38 (0.01)	99.44	En40Wo40
		mt (5)	0.31 (0.08)	80.14 (0.58)	0.01 (0.02)	0.01 (0.02)	3.08 (0.08)	0.52 (0.11)	1.74 (0.06)	0.17 (0.03)	6.66 (0.14)	92.65	Mt 80.2



Exp.	XH <sub>2</sub> O in	Phase	SiO <sub>2</sub>	FeO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	TiO <sub>2</sub>	TOTAL	
	0.9	verre (7)	71.57 (0.35)	3.53 (0.2)	3.81 (0.07)	1.76 (0.04)	14.52 (0.3)	0.13 (0.08)	0.79 (0.04)	3.51 (0.24)	0.37 (0.04)	100.00	
		pl (1)	53.27	0.87	4.4	0.16	28.98	0.08	0.02	12.16	0.0	99.95	An 59.9
		opx (6)	51.42 (0.26)	21.83 (0.69)	0.04 (0.02)	0.02 (0.04)	1.65 (0.29)	1.19 (0.13)	20.46 (0.43)	1.82 (0.23)	0.19 (0.03)	98.61	En 59
		mt (2)	0.51 (0.09)	80.53 (0.42)	0.06 (0.06)	0.02 (0.02)	2.73 (0.01)	0.34 (0.19)	1.47 (0.04)	0.22 (0.03)	7.98 (0.08)	93.87	Mt 76.2





## BIBLIOGRAPHIE

- ANDERSEN D.J. & LINDSLEY D.H. (1988) - Internally consistent solution models for Fe-Mg-Mn-Ti oxides : Fe-Ti oxides. *Am. Mineral.*, 73, 714-726.
- ANDERSEN D.J., LINDSLEY D.H. & DAVIDSON P.M. (1993) - Quilf : a Pascal program to assess equilibria among Fe-Mg-Ti oxides, pyroxenes, olivine, and quartz. *Computers & Geosciences*, 19, 9, 1333.
- ANDERSON A.T. (1974) - Chlorine, sulfur, and water in magmas and oceans. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, 1485-1492.
- ANDERSON A.T. (1976) - Magma mixing : petrological process and volcanological tool. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 1, 3-33.
- ANDERSON A.T., NEWMAN S., WILLIAMS S.N., DRUITT T.H., SKIRIUS C. & STOLPER E. (1989) - H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, Cl, and gas in plinian and ash-flow Bishop rhyolite. *Geology*, 17, 221-225.
- ARCULUS R.J. & WILLS K.J.A. (1980) - The petrology of plutonic blocks and inclusions from the Lesser Antilles island arc. *J. Petrol.*, 21, 4, 743-799.
- BACON C.R. & HIRSCHMANN M.M. (1988) - Mg/Mn partitioning as a test for equilibrium between coexisting Fe-Ti oxides. *Am. Mineral.*, 73, 57-61.
- BAKER D.R. & EGGLEER D.H. (1983) - Fractionation paths of Atka (Aleutians) high-alumina basalts : constraints from phase relations. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 18, 387-404.
- BARDINTZEFF J.M., MISKOVSKY J.C., TRAINEAU H. & WESTERCAMP D. (1989) - The recent pumice eruptions of Mt Pelée volcano, Martinique. Part II : grain-size studies and modelling of the last plinian phase P1. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 38, n°1-2, Mount Pelée Special Issue, 35-48.
- BARRABE L. (1955) - Contribution à l'étude stratigraphique et tectonique des formations sédimentaires du pétrole de la Martinique. *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, IX, n°5, 295-308.
- BEHRENS H., ROMANO C., NOWAK M., HOLTZ F. & DINGWELL D.B. (1995) - Near-infrared spectroscopic determination of water species in glasses of the system MA1Si3O8 (M=Li, Na, K) : an interlaboratory study. *Chem. Geol.*, 128, 41-63.
- BELLON H., PELLETIER B. & WESTERCAMP D. (1974) - Données géochronométriques relatives au volcanisme martiniquais, Antilles françaises. *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. D.*, 279, 457-460.
- BOUDON G., BOURDIER J.L. & TRAINEAU H. (1994) - High-energy pyroclastic flows in the recent activity of Mount Pelée, Martinique. Résumé dans : *Proceedings of the International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior, General Assembly, Ankara, Turquie.*
- BOUDON G. & LAJOIE J. (1989) - The 1902 peléean deposits in the Fort Cemetery of St. Pierre, Martinique : a mode for the accumulation of turbulent nuées ardentes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 38, n°1-2, Mount Pelée Special Issue, 113-130.
- BOUDON G., TRAINEAU H. & BOURDIER J.L. (1992) - Un nouveau scénario éruptif à la Montagne Pelée : exemple de la dernière éruption "ponceuse" de 650 B.P. Réunion : "Les risques volcaniques", Société Géologique de France, résumé, 1p.
- BOURDIER J.L., BOUDON G. & GOURGAUD A. (1989) - Stratigraphy of the 1902 and 1929 nuée-ardente deposits, Mt Pelée, Martinique. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 38, n°1-2, Mount Pelée Special Issue, 77-96.

BOURDIER J.L., BOUDON G. & VINCENT P.M. (1984) - Les agglomérats chaotiques et stratifiés de la Montagne Pelée (Martinique). Interprétation dynamique et rôle dans l'édification du volcan. Bull. PIRPSEV, n°85, 21 p.

BURNHAM C.W. (1979) - The importance of volatiles constituents, in *The Evolution of Igneous Rocks*, ed. H.S. Yoder, pp 439-482, Princeton University press, Princeton, N.J.

BOUYASSE P. & MARTIN P. (1979) - Caractères morphostructuraux et évolution géodynamique de l'arc insulaire des Petites Antilles. Bull. B.R.G.M. sect. IV, 3-4, 185-210.

CASHMAN K.V. (1992) - Groundmass crystallization of Mount St. Helens dacite 1980-1986 : a tool for interpreting shallow magmatic processes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 109, 431-449.

CHARLAND A. & LAJOIE J. (1989) - Characteristics of pyroclastic deposits at the margin of Fond Canonville, Martinique, and implications for the transport of the nuées ardentes of Mt. Pelée. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 38, n°1-2, Mount Pelée Special Issue, 97-112.

CHRETIEN S. & BROUSSE R. (1989) - Events preceding the great eruption of 8 May, 1902 at Mount Pelée, Martinique. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 38, n°1-2, Mount Pelée Special Issue, 67-76.

D'ARCO P. & MAURY R.C. (1981) - Comparative geothermometry of some magnetite-ilmenite-orthopyroxene-clinopyroxene associations from volcanic rocks. *Can. Miner.*, 19, 461-467.

DAY A.L. & ALLEN E.T. (1925) - The volcanic activity and hot springs of Lassen Peak. Carnegie Inst. Washington, Publ. 360, 190 p.

DEVINE J.D., GARDNER J.E., BRACK H.P., LAYNE G.D. & RUTHERFORD M.J. (1995) - Comparison of microanalytical methods for estimating H<sub>2</sub>O contents of silicic volcanic glasses. *Am. Mineral.*, 80, 319-328.

DOREL J. (1978) - Séismicité et structure de l'arc des Petites Antilles et du bassin Atlantique. Thèse de Doctorat d'Etat, Univ. Paris VI, 326 p.

EICHELBERGER J.C., CARRIGAN C.R., WESTRICH H.R. & PRICE R.H. (1986) - Non-explosive silicic volcanism. *Nature*, 323, 598-602.

EICHELBERGER J.C. & WESTRICH H.R. (1983) - Behaviour of water in rhyolitic magma at shallow depth. *EOS*, 64, 338.

EPPLER D.B. (1987) - The may 1915 eruptions of Lassen Peak, II : may 22 volcanic blast effects, sedimentology and stratigraphy of deposits, and characteristics of the blast cloud. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 31, 65-85.

FENN P.M. (1977) - The nucleation and growth of alkali feldspars from hydrous melts. *Can. Mineral.*, 15, 135-161.

FICHAUT M. (1986) - Magmatologie de la Montagne Pelée (Martinique). Thèse de doctorat, Univ. Bretagne Occidentale, 319 p.

FICHAUT M., MARCELOT G. & CLOCCHATTI R. (1989) - Magmatology of Mt Pelée (Martinique, F.W.I). II : Petrology of gabbroic and dioritic cumulates. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 38, n°1-2, Mount Pelée Special Issue, 171-188.

FICHAUT M., MAURY R.C., TRAINEAU H., WESTERCAMP D., JORON J.L., GOURGAUD A. & COULON C. (1989) - Magmatology of Mt Pelée (Martinique, F.W.I). III : Fractionnal crystallisation versus magma mixing. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 38, n°1-2, Mount Pelée Special Issue, 189-213.

FINK J.H. (1991) - Volcanoes' volatiles behaviour. *Nature*, 352, 188.

FINK J.H. & MANLEY C.R. (1987) - Origin of pumiceous and glassy textures in rhyolite flows and domes. In: J.H. FINK (Ed) *The emplacement of silicic domes and lava flows*. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 212, 77-88.



- FISHER R.V. & HEIKEN G. (1982) - Mt. Pelée, Martinique : May 8 and 20, 1902, pyroclastic flows and surges. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 13, 339-371.
- FISHER R.V., SMITH A.L. & ROOBOL M.J. (1980) - Destruction of St. Pierre, Martinique, by ash cloud surges, May 8 and 20, 1902. *Geology*, 8, 472-476.
- FROGGAT P.C. (1982) - Reviews of methods of estimating rhyolitic tephra volumes : applications to the Taupo volcanic zone, New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 14, 301-318.
- GARDNER J.E (1995a) - Experimental constraints on pre-eruptive water contents and changing magma storage prior to explosive eruptions of Mount St Helens volcano. *Bull. Volcanol.*, 57, 1-17.
- GARDNER J.E, CAREY S., RUTHERFORD M.J. & SIGURDSSON H. (1995b) - Petrologic diversity in Mount St. Helens dacites during the last 4,000 years : implications for magma mixing. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 119, 224-238.
- GESCHWIND C.H. & RUTHERFORD M.J. (1995) - Crystallization of microlites during magma ascent : the fluid mechanics of 1980-1986 eruptions of Mt St Helens. *Bull. Volcanol.*, 57, 356-370.
- GHIORSO M.S. & SACK R.O. (1991) - Fe-Ti oxide geothermometry : thermodynamic formulation and estimation of intensive variables in silicic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 108, 485-510.
- GIRAUD J. (1918) - Esquisse géologique de la Martinique. Imprimerie Hanoi-Haiphong, 62 p.
- GOURGAUD A. (1985) - Mélanges de magmas dans les séries alcalines et calco-alcalines : leur rôle dans la genèse des laves intermédiaires et leur influence sur les mécanismes éruptifs. Exemples pris dans le Massif Central français (Mont-Dore, Chaîne des Puys), à la Martinique (Montagne Pelée, fissure Burgos-Diamant) et au Mexique (Pico de Orizaba). *Annales scientifiques de l'Univ. de Clermont-Ferrand II*, n°86, 522p.
- GOURGAUD A., FICHAUT M. & JORON J.L. (1989) - Magmatology of Mt Pelée (Martinique, F.W.I.). I : Magma mixing and triggering of the 1902 and 1929 Pelean nuées ardentes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 38, n°1-2, Mount Pelée Special Issue, 143-170.
- GRUNEVOLD H. (1961) - Carte géologique de la Martinique au 1/50000 et notice. Service de la Carte géologique de la France, Paris, 2 feuilles.
- GRUNENWALD H. (1965) - Géologie de la Martinique. Mémoire pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France. Imprimerie nationale, Paris, 144 p.
- HAAS J.L., Jr, in CHOU I.M. (1987) - Oxygen buffer and hydrogen sensor technique at elevated pressures and temperature. In "Hydrothermal experimental techniques", H.L. Barnes & G.C. Ulmer eds. Wiley, New York, 61-99.
- HAMMER J. & CASHMAN K.V. (en prép.) - A textural analysis of 1986-1994 Merapi dome lavas and pyroclasts from the 1994 eruption.
- HOUGHTON B.F. & WILSON C.J.N. (1989) - A vesicularity index for pyroclastic deposits. *Bull. Volcanol.*, 51, 451-462.
- HOBLITT R.P. & HARMON R.S. (1993) - Bimodal density distribution of cryptodome dacite from the 1980 eruption of Mount St. Helens, Washington. *Bull. Volcanol.*, 55, 421-437.
- HOBLITT R.P., MILLER C.D. & VALLANCE J.W. (1981) - Origin and stratigraphy of the deposits produced by the May 18 directed blast. In "the 1980 eruptions of Mount St. Helens". U.S. Geol. Surv. Prof., Paper 1250, 401-419.
- HOLTZ F., BEHRENS H., DINGWELL D.B., & JOHANNES W. (1995) - H<sub>2</sub>O solubility in haplogranitic melts : compositionnal, pressure, and temperature dependence. *Am. Mineral.*, 80, 94-108.

HOLTZ F., PICHAVANT M., BARBEY P. & JOHANNES W. (1992) - Effects of H<sub>2</sub>O on liquidus phase relations in haplogranite system at 2 and 5 kb. *Am. Mineral.*, 77, 1223-1241.

JAUPART C. & ALLEGRE C.J. (1991) - Gas content, eruption rate and instabilities of eruption regime in silicic volcanoes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 102, 413-429.

JAUPART C. & TAIT S. (1990) - Dynamics of eruptive phenomena. *Reviews in minealogy*, vol 24, *Modern methods of igneous petrology : understanding magmatic processes*, J. Nicholls & J.K. Russell, eds. Series ed. P.H. Ribbe, Mineralogical Society of America.

KOMOROWSKI J.C. (1991) - Scanning electron microscopy of pyroclastic matter : eruptions of Mt Vesuvius in A.D. 79 and Mt St. Helens in A.D. 1980. Thèse de doctorat, Department of geology, Arizona State University, Tempe, University Microfilms, Ann Harbor, Michigan, 317 p.

LACROIX A. (1904) - La Montagne Pelée et ses éruptions. Nouvelle édition, Grandes Editions, Monaco, 1975, 2 tomes, 662 p.

LAJOIE J., BOUDON G. & BOURDIER J.L. (1989) - Depositional mechanics of the 1902 pyroclastic nuée-ardente deposits of Mt Pelée, Martinique. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 38, n°1-2, Mount Pelée Special Issue, 131-142.

LEJEUNE A.M. (1994) - Rhéologie des magmas : influence des cristaux et des bulles en suspension. Thèse de doctorat, Univ. Paris VII.

LOFGREN G.E. (1974) - An experimental study of plagioclase crystal morphology : isothermal crystallization, *Am. J. Sci.*, 274, 243-273.

MELSON W.G. (1983) - Monitoring the 1980-1982 eruptions of Mount St. Helens : Compositions and abundances of glass. *Science*, 221, 1387-1391.

MERZBACHER C. & EGGLEER D.H. (1984) - A magmatic geohygrometer : application to Mount St. Helens and other dacitic magmas. *Geology*, v.12, 587-590.

NAVON O., LYAKHOVSKY V., CHEKHMIR A. & HURWITZ S. (1996) - Bubble nucleation and growth in rhyolitic melts : experiments, theory, observation. *Magmatic Processes 1996*, Bristol.

NEWMAN S., STOLPER E.M. & EPSTEIN S. (1986) - Measurement of water in rhyolitic glasses : calibration of an infrared spectroscopic technique. *Am. Mineral.*, 71, 1527-1541.

PERRET F.A. (1935) - The eruption of Mt. Pelée 1929-1932. Carnegie institution of Washington, publ. 458, 126 p.

PICHAVANT M. (1987) - Effects of bond H<sub>2</sub>O or liquidus phase relations in haplogranite systems at 1 kb. *Am. Mineral.*, 72, 1056-1070.

PICHAVANT M., BOURDIER J.L. & MARTEL C. (1996) - Origine des andésites de la Montagne Pelée (Martinique) : arguments expérimentaux. Communication à la 16<sup>e</sup> Réunion des Sciences de la Terre.

RICHARD L.R. & CLARKE D.B. (1990) - Amphibol : a program for calculating structural formulae and for classifying and plotting chemical analyses of amphiboles. *Am. Mineral.*, 75, 421-423.

ROOBOL M.J. & SMITH A.L. (1976) - Mont Pelée, Martinique. A pattern of alternating eruptive style. *Geology*, 4, 521-524.

ROSCOE R. (1952) - The viscosity of suspensions of rigid spheres. *British J. Appl. Phys.*, 3, 267-269.

ROUX J., HOLTZ F., LEFEVRE A. & SCHULZE F. (1994) - A reliable high temperature setup for internally heated pressure vessel : applications to silicate melt studies. *Am. Mineral.*, 79, 1145-1149.

ROUX J. & LEFEVRE A. (1992) - A fast quench device for IHPV. *Eur. J. Mineral.*, 4, 279-281.



- RUTHERFORD M.J., SIGURDSSON H., CAREY S. & DAVIS A. (1985) - The May 18, 1980, eruption of Mount St. Helens 1. Melt composition and experimental phase equilibria. *J. Geophys. Res.*, 90, N° B4, 2929-2947.
- RUTHERFORD M.J. & DEVINE J.D. (1988) - The may 18, 1980, eruption of Mount St. Helens 3. Stability and chemistry of amphibole in the magma chamber. *J. Geophys. Res.*, 93, N°B10, 11949-11959.
- RUTHERFORD M.J. & HILL P.M. (1993) - Magma ascent rates from amphibole breakdown : experiments and the 1980-1986 Mount St Helens eruptions. *J. Geophys. Res.*, 98, N°B11, 19667-19685.
- SACK R.O., CARMICHAEL I.E.S., RIVERS M., & GHIORSO M.S. (1980) - Ferric-ferrous equilibria in natural silicate liquids at 1 bar. *Contrib. mineral. Petrol.*, 75, 369-376.
- SCAILLET B., HOLTZ F., ROUER O. & PICHAVANT M. (1994, non publié) - Determining total water contents in hydrous silicate glasses with the electron microprobe : an experimental calibration of the by-difference method.
- SCAILLET B., PICHAVANT M., ROUX J., HUMBERT G. & LEFEVRE A. (1992) - Improvements of the Shaw membrane technique for measurement and control of  $fH_2$  at high temperatures and pressures. *Am. Mineral.*, 77, 647-655.
- SCHEIDEGGER K.F., FEDERMAN A.N. & TALLMAN A.M. (1982) - Compositional heterogeneity of tephra from the 1980 eruptions of Mount St. Helens. *J. Geophys. Res.*, 87, 10861-10881.
- SCHWAB R.G. & KÜSTNER D. (1981) - Die Gleichgewichtsfugazitäten technologisch und petrologisch wichtiger Sauerstoffpuffer. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, 140, 111-142.
- SHAW H.R. (1963a) - Hydrogen-water vapour mixtures ; control of hydrothermal experiments by hydrogen osmosis. *Science*, 139, 1220-1222.
- SHAW H.R. (1963b) - Obsidian - H<sub>2</sub>O viscosities at 1000 and 2000 bars in the temperature range 700 to 900°C. *J. Geophys. Res.*, 68, 6337-6342.
- SHAW H.R. (1972) - Viscosities of magmatic silicate liquids : an empirical method of prediction. *Am. Journal of Science*, 272, 870-893.
- SILVER L.A. & STOLPER E. (1989) - Water in albitic glasses. *J. Petrol.*, 30, Part 3, 667-709.
- SILVER L.A., IHINGER P.D. & STOLPER E. (1990) - The influence of bulk composition on the speciation of water in silicate glasses. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104, 142-162.
- SPARKS R.S.J. (1978) - The dynamics of bubble formation and growth in magmas : a review and analysis. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 3, 1-37.
- SPARKS R.S.J., SIGURDSSON H. & WILSON L. (1977) - Magma mixing : a mechanism for triggering acid explosive eruptions. *Nature*, 267, 315-318.
- SPENCER K.J. & LINDSLEY D.H. (1981) - A solution model for coexisting iron titanium oxides. *Am. Mineral.*, 66, 1189-1201.
- STEPHAN J.F., BLANCHET R. & MERCIER DE L'EPINAY B. (1985) - Les festons nord et sud-caraïbes (Hispaniola - Porto Rico ; Panama et Colombie-Vénézuëla) : des pseudo-subductions induites par le raccourcissement est-ouest du bâti continental péri-caraïbe. In *Symposium Géodynamique des Caraïbes*, Technip. Ed., 35-41.
- STOLPER E. (1982) - Water in silicate glasses : an infrared spectroscopy study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 81, 1-17.

- STRECKEISEN A. (1979) - Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites, and melitite rocks : recommendations and suggestions of the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. *Geology*, 7, 331-335.
- SCHULZE F., BEHRENS H., HOLTZ F., ROUX J. & JOHANNES W. (1996) - The influence of water on the viscosity of a haplogranitic melt. *Am. Mineral.*, sous presse.
- SWANSON S.E., NANEY M.T., WESTRICH H.R. & EICHELBERGER J.C. (1989) - Crystallization history of obsidian Dome, Inyo Domes, California. *Bull. Volcanol.*, 51, 161-176.
- SYKES L.R., Mc CANN W.R. & KAFKA A.L. (1982) - Motion of Caribbean plate during last 7 million years and implications for early Cenozoic movements. *J. Geophys. Res.*, 87 (B13), 10656-10676.
- TAIT S. (1992) - Selective preservation of melt inclusions in igneous phenocryst. *Am Mineral.*, 77, 146-155.
- TAIT S., JAUPART C. and VERGNIOLE S. (1989) - Pressure, gas content and eruption periodicity of a shallow crystallizing magma chamber. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 92, 107-123.
- TAYLOR J.R., WALL V.J. & POWNCEBY M.I. (1992) - The calibration and application of accurate redox sensors. *Am. Mineral.*, 77, 284-295.
- THOMAS N., JAUPART C. & VERGNIOLE S. (1994) - On the vesicularity of pumice. *J. Geophys. Res.*, 99, B8, 15633-15644.
- TOULMIN P., IV & BARTON P.B., Jr (1964) - A thermodynamic study of pyrite and pyrrhotite. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 28, 641-671.
- TRAINEAU H. (1982) - Contribution à l'étude géologique de la Montagne Pelée, Martinique ; évolution de l'activité éruptive au cours de la période récente. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. Paris, 209 p.
- TRAINEAU H., BOUDON G. & BOURDIER J.L. (1995) - Mise en place des dômes de stratovolcans andésitiques. Comparaison entre les éruptions de l'Unzen (1991-94 et 1929-32). *SGF*
- TRAINEAU H., WESTERCAMP D., BARDINTZEFF J.M. & MISKOVSKI J.C. (1989) - The recent pumice eruptions of Mt. Pelée volcano, Martinique. Part I : Depositional sequences, description of pumiceous deposits. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 38, n°1-2, Mount Pelée Special Issue, 17-33.
- TRAINEAU H., WESTERCAMP D. & BENDERITTER Y. (1989) - Case study of volcanic geothermal system, Mount Pelée, Martinique. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 38, n°1-2, Mount Pelée Special Issue, 49-66.
- TSUCHIYAMA A. & TAKAHACHI E. (1985) - Melting kinetics of a plagioclase feldspar. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 84, 345-354.
- TUTTLE O.F. & BOWEN N.L. (1958) - Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. *Geol. Soc. Am. Mémoire* 74.
- VINCENT P.M., BOURDIER J.L. & BOUDON G. (1989) - The primitive volcano of Mount Pelée : its construction and partial destruction by flank collapse. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 38, n°1-2, Mount Pelée Special Issue, 1-16.
- WELLS P.R.A. (1977) - pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 62, 129-139.
- WESTERCAMP D. (1972) - Contribution à l'étude du volcanisme en Martinique. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. Orsay, 278 p.
- WESTERCAMP D. (1976) - Petrology of the volcanic rocks of Martinique, West Indies. *Bull. Volcanol.*, 39, (2), 175-200.



WESTERCAMP D. (1979) - Diversité, contrôle structural et origines du volcanisme récent dans l'arc insulaire des Petites Antilles. Bull. B.R.G.M., (2), IV, 3/4, 211-226.

WESTERCAMP D. (1987) - L'éruption de la Montagne Pelée. La Recherche, 190, 18, 914-923.

WESTERCAMP D. & TRAINÉAU H. (1983a) - Carte géologique de la Montagne Pelée à 1/20000e. Département de la Martinique, ed. Bureau de Recherche Géologique et Minières.

WESTERCAMP D. & TRAINÉAU H. (1983b) - The past 5 000 years of volcanic activity at Mt. Pelée, Martinique (F.W.I.) : Implications for assesment of volcanic hazards. J. Volcanol. Geotherm. Res., 17, 159-185.

WESTERCAMP D., PELLETIER B., THIBAUT P.M. & TRAINÉAU H. (1990) - Carte géologique France 1/50000, feuille Martinique. Orléans : Bureau de Recherche Geologique et Minières.

WHITNEY J.A. (1984) - Fugacities of sulfurous gases in pyrrhotite-bearing silicic magmas. Am. Mineral., 69, 69-78.

WILSON L. (1976) - Explosive volcanic eruptions - IV. Plinian eruption columns. Geophys. J.R. Astr. Soc., 45, 543-556.

WILSON L. (1980) - Relationships between pressure, volatile content and ejecta velocity in three types of eruptions. J. Volcanol. Geotherm. Res., 8, 297-313.

WOOD B.J. & BANNO S. (1973) - Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. Contrib. Mineral. Petrol., 42, 109-124.





## **LISTE DES FIGURES**

### **CHAPITRE I : Présentation - Problématique**

**Figure I-1 :** A) Carte de localisation de l'arc des Petites Antilles dans le cadre général du domaine Caraïbe (d'après Stéphan et al, 1985)

B) Détail de l'arc des Petites Antilles, localisation des îles principales

**Figure I-2 :** Esquisse géologique schématique de la Martinique (d'après Westercamp et al, 1990). 1) plaine alluviale du Lamentin ; 2) volcanisme récent de la Montagne Pelée ; 3) volcanisme pliocène terminal - pléistocène ; 4) volcanisme du Morne Jacob ; 5) volcanisme du Morne Pavillon (8 à 6.5 Ma) ; 6) volcanisme du Morne Ducos (12 - 9 Ma) ; 7) volcanisme sous-marin du Vauclin Pitault (16 - 12 Ma) ; 8) volcanisme de l'arc ancien ; 9) failles

**Figure I-3 :** Photo de la Montagne Pelée, prise de l'observatoire du Morne des Cadets

**Figure I-4 :** Esquisse géologique de la Montagne Pelée d'après Westercamp & Traineau (1983), complétée avec les données de Vincent et al (1989).

1) substratum des Pitons du Carbet et du Morne Jacob ; 2) Formations du Mont Conil ; 3) Pelée-stade initial ; 4) Pelée-stade intermédiaire ; 5) dépôts lacustres ; 6) Pelée-stade récent [13 500 à 5 000 ans B.P.] ; 7) Pelée-stade récent [moins de 5 000 ans B.P.] ; 8) rebord de la caldera d'avalanche reconnue par Vincent et al (1989) ; 9) rebord de la caldera de Macouba ; 10) rebord de la caldera de l'Etang Sec ; 11) dômes de lave historiques [a : 1902-05 ; b : 1929-32]

**Figure I-5 :** Photo d'une nuée ardente de 1929

**Figure I-6 :** Photo de la ville de St Pierre, détruite par l'éruption du 8 mai 1902

**Figure I-7 :** Schéma synthétique des éruptions péleennes

**Figure I-8 :** Schéma synthétique des éruptions pliniennes

**Figure I-9 :** Terminologie des éruptions et des dépôts de la Montagne Pelée (d'après Westercamp & Traineau, 1983)

**Figure I-10 :** Cartes d'isopaques des dépôts de la retombée plinienne P1 de la Montagne Pelée. Les épaisseurs et les contours sont en centimètres. Les zones en hachurées indiquent la distribution des coulées pyroclastiques syn-éruptives (d'après Westercamp & Traineau, 1983, complétée par Bardintzeff, 1989)

**Figure I-11 :** Carte de distribution des dépôts de nuées de 1902 et 1929, d'après Bourdier et al (1989). 1) Limite du cratère sommital ; 2) Limites des dômes de 1902 et 1929 ; 3) Dépôts de la Rivière Blanche ; 4) Limite de l'aire dévastée par la déferlante du 8 mai 1902 (d'après Lacroix, 1904) ; 5) Limite de l'aire dévastée par la déferlante du 30 août 1902 (d'après Lacroix, 1904) ; 6) topographie (en m) ; 7) Localisation de la section mesurée. Le numéro de la section est en gras. L'épaisseur totale (en cm) du dépôt de la nuée ardente est souligné. Pour certaines sections, le nombre entre parenthèses est l'épaisseur totale du dépôt de nuée ardente plus l'épaisseur des retombées cendreuses phréatiques pré-8 mai 1902. Seuls les dépôts de 1902 sont représentés, sauf aux sections n<sup>os</sup> 14, 15 et 50 où les dépôts de 1929 apparaissent.

## **CHAPITRE II : Lithologie des produits éruptifs**

- Figure II-1** : Représentation des analyses chimiques des roches totales dans un diagramme Plagioclase-Orthopyroxène-(Quartz+Orthose) normatifs
- Figure II-2** : Classification chimique des roches volcaniques
- Figure II-3** : Diagramme de représentation des compositions modales des produits des dernières éruptions de la période récente de la Montagne Pelée
- Figure II-4** : Représentation des compositions des phénocristaux de pyroxènes naturels dans un diagramme Wollastonite-Enstatite-Ferrosilite
- Figure II-5** : Profils analytiques de phénocristaux d'orthopyroxène naturels.  
A) Orthopyroxène de la déferlante du 8 mai 1902 ;  
B) Orthopyroxène de la déferlante de P1
- Figure II-6** : Photo des orthopyroxènes naturels du dôme de 1929, bordés d'une auréole d'oxydation
- Figure II-7** : Diagrammes de composition des oxydes naturels. A) Représentation des oxydes dans un diagramme  $\text{TiO}_2\text{-FeO-Fe}_2\text{O}_3$  ; B) Représentation des magnétites sur le joint Ulvospinel-Magnétite
- Figure II-8** : Photo des magnétites exsolvées du dôme de 1929
- Figure II-9** : Photo d'une amphibole naturelle déstabilisée
- Figure II-10** : Diagramme de représentation des compositions d'amphiboles naturelles.  
A) teneur en  $\text{Al}_{\text{IV}}$  vs. cations dans le site A ;  
B) teneur en  $\text{Al}_{\text{IV}}$  vs. rapport  $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$
- Figure II-11** : Principe de vérification de l'intégrité des inclusions vitreuses
- Figure II-12** : Compositions chimiques des inclusions vitreuses en fonction de la composition du plagioclase hôte
- Figure II-13** : Représentation des compositions des inclusions vitreuses dans un diagramme Plagioclase-Orthopyroxène-(Quartz+Orthose) normatifs
- Figure II-14** : Diagrammes de représentation des compositions des inclusions vitreuses (pourcentage d'oxyde recalculé sur une base anhydre). A) %  $\text{Al}_2\text{O}_3$  vs. %  $\text{SiO}_2$  ; B) %  $\text{CaO}$  vs. %  $\text{SiO}_2$  ; C) %  $[\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})]$  vs. %  $\text{SiO}_2$
- Figure II-15** : Représentation des compositions des verres interstitiels dans un diagramme Plagioclase-Orthopyroxène-(Quartz+Orthose) normatifs
- Figure II-16** : Diagrammes de représentation des compositions des verres interstitiels (pourcentage d'oxyde recalculé sur une base anhydre). A) %  $\text{Al}_2\text{O}_3$  vs. %  $\text{SiO}_2$  ; B) %  $\text{CaO}$  vs. %  $\text{SiO}_2$  ; C) %  $[\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})]$  vs. %  $\text{SiO}_2$
- Figure II-17** : Densité des verres standards
- Figure II-18** : Spectre infrarouge des verres standards contenant  
A) 2.0 %, B) 4.6 %, C) 6.3 % d'eau (en poids)
- Figure II-19** : Coefficients d'absorption de l'eau déterminés à partir des verres standards
- Figure II-20** : Spectre infrarouge d'une inclusion vitreuse de la retombée de P1
- Figure II-21** : Teneurs en eau des inclusions vitreuses en fonction de la composition du minéral hôte
- Figure II-22** : Teneurs en eau des verres naturels déterminées par déficience à 100 % des analyses à la microsonde électronique
- Figure II-23** : Diagrammes de représentation des compositions des microlites, comparativement à celles de bordure des phénocristaux naturels



**Planche II-1** : Photo de différentes textures de phénocristaux de plagioclases naturels

- A) Plagioclase "pétaloïde" de la retombée de P1 (MT5V4)
- B) Plagioclase "rectangulaire" d'une nuée de 1929 (MT32N)
- C) Plagioclase "coeur trouble" d'une nuée de 1929 (MT32N)

**Planche II-2** : Profils analytiques et cartographies de phénocristaux de plagioclases naturels :

- A : plagioclase "coeur trouble" du dôme de 1929.  
1) cartographie en CaO ; 2) profil analytique
- B : plagioclase "rectangulaire" de la déferlante de P1  
1) cartographie en CaO ; 2) profil analytique
- C : plagioclase "rectangulaire" de la déferlante du 8 mai 1902  
1) cartographie en  $Al_2O_3$  ; 2) profil analytique
- D : plagioclase "pétaloïde" du dôme de 1929  
1) cartographie en CaO ; 2) profil analytique

**Planche II-3** : Photos MEB d'inclusions vitreuses

- A et B) Inclusions vitreuses dans un plagioclase de la retombée de P1
- C) Inclusions vitreuses dans un orthopyroxène de la retombée de P1

**Planche II-4** : Photos MEB de mésostases

- A) mésostase holovitreuse d'une ponce de la retombée de P1
- B) mésostase holovitreuse d'un fragment lithique de la déferlante de P1
- C) mésostase holocristalline d'un fragment lithique de la déferlante du 8 mai 1902
- D) mésostase très cristallisée d'une ponce de la déferlante de P1

**Planche II-5** : Photos MEB des différentes formes de microlites

- A) Fragment vitreux d'une nuée de 1929
- B) Ponce de la déferlante de P1
- C) fragment lithique de la déferlante de P1.

**CHAPITRE III : Conditions pré-éruptives**

**Figure III-1** : Modèle de chambre magmatique pour les éruptions de la période récente de la Montagne Pelée (d'après Fichaut, 1986)

**Figure III-2** : Test d'équilibre des magnétites et des ilménites, d'après la répartition de leur magnésium et manganèse (d'après Bacon & Hirschmann, 1988)

**Figure III-3** : Conditions de fugacité d'oxygène et de température pré-éruptives suggérées par le géothermomètre magnétite-ilménite

**Figure III-4** : Diagramme de représentation des proportions relatives et des compositions des phases solide, liquide et gazeuse

**Figure III-5** : Schéma de l'autoclave à chauffage interne

**Figure III-6** : Schéma de la membrane de Shaw (Shaw, 1963), modifiée par Scaillet et al (1992)

**Figure III-7** : Technique des sensors solides, d'après Taylor et al (1992)

**Figure III-8** : Système de trempe rapide, modifié d'après Roux & Lefèvre (1992)

**Figure III-9** : Conditions P, T,  $fO_2$  des expériences réalisées à partir des produits de la Montagne Pelée

**Figure III-10** : Détermination des teneurs en eau des verres expérimentaux par déficience à 100 % des analyses à la microsonde.

A) expériences sans trempe rapide ; B) expériences avec trempe rapide

**Figure III-11** : Diagrammes d'équilibre des phases à ~2.2 kb, NNO à NNO+1

A) Dôme de 1929 ; B) Déferlante de P1 ; C) Retombée de P1

**Figure III-12** : Diagrammes d'équilibre des phases à ~2.2 kb, NNO+2 à NNO+3

A) Dôme de 1929 ; B) Déferlante de P1 ; C) Retombée de P1

**Figure III-13** : Diagrammes d'équilibre des phases de la déferlante de P1 à  $\sim$ NNO+0.6

A) réalisé à 4.2 kb ; B) réalisé à 3.1 kb

**Figure III-14** : Courbes de cristallisation des phases en fonction de la pression et de la température pour des conditions de saturation en eau. A) à  $\sim$ NNO+0.7 ; B) à  $\sim$ NNO+2.5

**Figure III-15** : Diagramme de comparaison des compositions des plagioclases expérimentaux avec celles des bordures des phénocristaux de plagioclases naturels.

A) à NNO+0.7, 2.2 kb ; B) à NNO+0.7, 925°C

**Figure III-16** : Diagramme de comparaison des compositions des orthopyroxènes expérimentaux avec celles des phénocristaux d'orthopyroxènes naturels.

A) à NNO+0.7, 2.2 kb ; B) à NNO+0.7, 925°C ; C) à 900°C, 2.2 kb ; D) à 930°C, 2.2 kb

**Figure III-17** : Diagramme de comparaison des compositions des magnétites expérimentales avec celles des phénocristaux de magnétites naturelles.

A) à NNO+0.7, 2.2 kb ; B) à 900°C, 2.2 kb ; C) à 930°C, 2.2 kb

**Figure III-18** : Diagramme de comparaison des compositions des verres expérimentaux avec celles des verres naturels, à NNO+0.7, 2.2 kb

**Figure III-19** : Diagramme de comparaison des compositions des amphiboles expérimentales avec celles des amphiboles naturelles. A) teneur en  $Al_{IV}$  vs. cations dans le site A ; B) teneur en  $Al_{IV}$  vs. rapport  $Mg/(Mg+Fe)$

**Figure III-20** : Conditions P, T de la chambre magmatique et trajet de remontée des magmas de la période récente de l'édification de la Montagne Pelée, déduits des conditions de cristallisation des amphiboles

**Figure III-21** : Interprétation des compositions des microlites en fonction de la pression dans le conduit et de la teneur en eau du liquide magmatique

**Figure III-22** : Viscosités de différents liquides silicatés en fonction de la température (calculées d'après le modèle de Shaw, 1972)

**Planche III-1** : Photos MEB de charges expérimentales - Assemblages de phases.

A) Dôme 1929 - charge saturée en eau -  $P=2130$  bar,  $T=875^\circ\text{C}$ , NNO+0.8 (X5)

B) Dôme 1929 - charge sous-saturée en eau ( $X_{H_2O}^{in}=0.7$ ) -  $P=2130$  bar,  $T=875^\circ\text{C}$ , NNO+0.8 (X5)

C) Retombée P1 - charge saturée en eau -  $P=2265$  bar,  $T=930^\circ\text{C}$ , NNO+2 (X10)

**Planche III-2** : Photos MEB de charges expérimentales - Phases de trempe.

A) Déferlante P1 - charge saturée en eau -  $P=4160$  bar,  $T=925^\circ\text{C}$ , NNO+0.6 (X11)

B) Déferlante P1 - charge saturée en eau -  $P=2210$  bar,  $T=930^\circ\text{C}$ , NNO+0.7 (X6)

C) Déferlante P1 - charge saturée en eau -  $P=2126$  bar,  $T=951^\circ\text{C}$ ,  $\sim$ NNO+0.7 (X15)

#### **CHAPITRE IV : Vésicularité, dégazage et dynamismes éruptifs**

**Figure IV-1** : Histogrammes de porosités des lapilli de différents types éruptifs de la période récente de la Montagne Pelée

**Figure IV-2** : Spectres infrarouges des verres de départ des expériences de décompression

**Figure IV-3** : Teneurs en eau des verres de départ des expériences de décompression, mesurées par déficience à 100 % des analyses à la microsonde

**Figure IV-4** : Conditions expérimentales de décompression des expériences : cas péléen

**Figure IV-5** : Conditions expérimentales de décompression des expériences : cas plinien

**Figure IV-6** : Résumé schématique des expériences de décompression : cas plinien



**Figure IV-7 :** Résumé schématique des expériences de décompression : cas péleén

**Figure IV-8 :** Photos des verres des différentes expériences de décompression du cas plinien

A) P = 2500 bar ; B) P = 2500 bar à 1000 bar ;

C) P = 2500 bar à 500 bar ; D) P = 2500 bar à 100 bar

**Figure IV-9 :** Photos des verres des différentes expériences de décompression du cas péleén

A) P = 500 bar ; B) P = 500 bar à 250 bar ;

C) P = 500 bar à 100 bar ; D) P = 500 bar à 50 bar

**Figure IV-10 :** Teneurs en eau des verres des produits finaux des expériences

A) cas péleén ; B) cas plinien

**Planche IV-1 :** Textures des mésostases de fragments lithiques du dôme de 1929

A) grossissement x25 ; B) grossissement x150 ; C) grossissement x500

**Planche IV-2 :** Textures des mésostases de fragments lithiques de nuées de 1929

A) grossissement x25 ; B) grossissement x150 ; C) grossissement x500

**Planche IV-3 :** Texture de mésostase d'un fragment lithique de la déferlante de 1902

**Planche IV-4 :** Textures des mésostases de fragments vitreux de la déferlante de P1

A) grossissement x25 ; B) grossissement x150 ; C) grossissement x500

**Planche IV-5 :** Textures des mésostases de ponces de la déferlante de P1

A et B) grossissement x25 ; C) grossissement x150

**Planche IV-6 :** Textures des mésostases de ponces de la retombée plinienne de P1

A) grossissement x25 ; B) grossissement x150 ; C) grossissement x500

**Planche IV-7 :** Textures des mésostases de ponces de la coulée ponceuse de P1

A et C) grossissement x25 ; B) grossissement x150

## **LISTE DE TABLEAUX**

### **CHAPITRE I : Présentation - Problématique**

**Tableau incorporé** : Dates des éruptions de la période récente de l'édification de la Montagne Pelée (d'après Westercamp & Traineau, 1983)

### **CHAPITRE II : Lithologie des produits éruptifs**

**Tableau II-1** : Analyses chimiques des roches totales

**Tableau incorporé** : Caractéristiques texturales distinctives des plagioclases naturels

**Tableau II-2** : Analyses chimiques des phénocristaux de plagioclases naturels

**Tableau II-3** : Analyses chimiques des phénocristaux d'orthopyroxènes naturels

**Tableau incorporé** : Exemple de compositions de phases dans une auréole réactionnelle autour d'une olivine d'un fragment ponceux de la déferlante de P1

**Tableau II-4** : Analyses chimiques des phénocristaux de clinopyroxènes naturels

**Tableau II-5** : Analyses chimiques des phénocristaux de magnétites naturelles

**Tableau II-6** : Analyses chimiques des ilménites naturelles

**Tableau II-7** : Analyses chimiques des phénocristaux d'amphiboles naturelles

**Tableau II-8** : Analyses chimiques des sulfures naturels

**Tableau II-9** : Données statistiques sur les compositions ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  %) des verres naturels des différents types éruptifs

**Tableau II-10** : Sélection d'analyses chimiques d'inclusions vitreuses naturelles

**Tableau incorporé** : Projection des compositions des inclusions vitreuses dans le système  $\text{SiO}_2$ - $\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{Na}_2\text{O}$ - $\text{K}_2\text{O}$

**Tableau II-11** : Sélection d'analyses chimiques de verres interstitiels naturels

**Tableau incorporé** : Analyse chimique recalculée à 100 % du verre interstitiel de la retombée de P1 séparé de ses cristaux, utilisé comme verre standard

**Tableau incorporé** : Caractéristiques des verres standards

**Tableau incorporé** : Mesure de la teneur en eau d'une inclusion vitreuse par spectroscopie infrarouge

**Tableau incorporé** : Teneurs en eau des verres naturels déterminés par déficience à 100 % des analyses à la microsonde électronique

**Tableau II-12** : Analyses chimiques des microlites de plagioclases naturels

**Tableau II-13** : Analyses chimiques des microlites de pyroxènes naturels

**Tableau II-14** : Analyses chimiques des microlites de magnétites naturelles



### **CHAPITRE III : Conditions pré-éruptives**

**Tableau incorporé** : Détermination de la température et de la fugacité d'oxygène d'après les compositions des magnétites-ilménites

**Tableau III-1** : Profils d'analyse du fer dans les capsules en Au et AgPd

**Tableau incorporé** : Comparaison des compositions des plagioclases et orthopyroxènes expérimentaux du dôme de 1929 avec celles de la retombée P1

**Tableau incorporé** : Calcul des proportions volumiques des phases à 900, 930 et 950°C, à 2 kb et  $\sim$ NNO+0.7

**Tableau incorporé** : Comparaison des modèles thermodynamiques du géothermomètre Magnétite-Ilménite de Ghiorso & Sack (1991) et Andersen et al (1993) avec les données T-fO<sub>2</sub> des Magnétites-Ilménites expérimentales

**Tableau III-2** : Résumé des solutions de paramètres déduites de la comparaison des compositions chimiques des phases expérimentales et naturelles

**Tableau incorporé** : Comparaison des compositions des microlites de plagioclase et d'orthopyroxènes avec celles des bordures des phénocristaux de plagioclases et d'orthopyroxènes

### **CHAPITRE IV : Vésicularité, dégazage et dynamismes éruptifs**

**Tableau incorporé** : Nomenclature des fragments en fonction de leur vésicularité

